

**ГЕОЛОГИЯ СЛЮДЯНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ
И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА,
МЕТОДИКА ИХ РАЗВЕДКИ
И ПРОМЫШЛЕННОЕ
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЛЮДЫ**

ГЕОЛОГИЯ СЛЮДЯНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ
И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА,
МЕТОДИКА ИХ РАЗВЕДКИ
И ПРОМЫШЛЕННОЕ
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЛЮДЫ

1973 г.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ, А. И. Богачев, М. А. Елисеев (секретарь), А. С. Пекки, В. И. Робонен.

Сборник содержит 18 статей по геологии и геохимии слюдоносных районов и отдельных месторождений слюды Карело-Кольского региона, закономерностям их размещения и перспективам слюдоносности, внутреннему строению слюдоносных пегматитов, методике их разведки и промышленному использованию слюды.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, изучающих месторождения мусковита.

Научный редактор Б. Я. Алексеев.

От редколлегии. Статьи для сборника авторами подготовлены и сданы в мае 1966 года.

БИБЛИОТЕКА
Карельского филиала
Академии наук СССР

ВВЕДЕНИЕ

Бурное развитие таких отраслей современной техники, как ракетостроение, космонавтика, радио, телевидение, различные автоматические и кибернетические устройства, строительство гигантских гидроэлектростанций, осуществляющееся в нашей стране в соответствии с решениями XXIII съезда КПСС, неразрывно связано с необходимостью расширения сырьевой базы слюдодобывающей промышленности, обеспечивающей народное хозяйство СССР высококачественным природным диэлектриком — слюдой.

Особое место в слюдяной промышленности Союза занимает карельская слюда-мусковит не только потому, что ее добыча довольно значительна от общего количества мусковита, добываемого в стране, но главным образом благодаря высокому качеству этой слюды, определяющему ее использование для изготовления наиболее ответственных слюдяных изделий. Карельская слюда не знает себе равных на других месторождениях Союза, и только индийский мусковит может соперничать с ней по качеству. Поэтому понятно и естественно то внимание, которое привлекает к себе исследование вопросов геологии карельских месторождений мусковита и методики их разведки, с одной стороны, и возможностей повышения коэффициента использования мусковита и частичной замены его флогопитом — с другой. Эти вопросы приобретают особую актуальность в связи с дефицитностью запасов карельской слюды и необходимостью их наращивания без снижения эффективности геологоразведочных работ.

В настоящее время наиболее перспективные площади главного промышленного слюдоносного района Карелии Чупино—Лоухского в поисковом отношении с поверхности изучены достаточно хорошо и рассчитывать на открытие в этом районе новых крупных месторождений нет никаких оснований. Таким образом, на повестку дня встал вопрос о проведении геолого-поисковых работ в других районах Карелии, ранее считавшихся второстепенными. Сюда прежде всего относятся Кемский и Беломорско-Онежский пегматитоносные районы, а также пегматитовые поля Западной и Южной Карелии. Знакомство широкого круга геологов с новыми данными по литологии, стратиграфии, тектонике, минералогии пегматитов и слюдоносности этих районов и с представлениями о региональных закономерностях размещения месторождений слюды является, на наш взгляд, не только полезным, но и необходимым. Этой цели служит ряд статей, помещаемых в настоящем сборнике.

Не меньшее значение, чем поиски новых месторождений, имеет разведка месторождений, давно известных и эксплуатируемых, поскольку именно эти месторождения обеспечивают сейчас и будут еще долгое

время обеспечивать высококачественным мусковитом слюдяную промышленность страны. В связи с тем, что верхние горизонты таких месторождений не только уже разведаны, но в большинстве случаев и отработаны, первостепенное значение приобретают вопросы, связанные с разведкой их глубоких горизонтов. Возрастание глубины геологоразведочных работ при существующей методике их проведения угрожает таким увеличением стоимости разведки 1 тонны запасов слюды, которое ставит под сомнение целесообразность самих этих работ. Но прекращение разведки эксплуатирующихся месторождений поставило бы слюдобывающую промышленность Карелии под угрозу ликвидации. Очевидно, что эта угроза должна быть предотвращена разработкой и внедрением в практику геологоразведочных работ такой методики их проведения, которая, основываясь на тщательном и детальном изучении особенностей карельских месторождений, была бы свободна от необходимости производства дорогостоящих и трудоемких подземных работ и в то же время обеспечивала бы достоверность разведываемых запасов и контуров жильных тел на уровне, достигнутом существующей методикой.

Эта проблема связана с необходимостью всестороннего учета широкого круга вопросов. К ним относятся вопросы региональных и локальных поисковых критериев; закономерностей размещения слюдоносных пегматитов в пределах месторождений как в плане, так и в разрезе их; геохимических особенностей месторождений слюды; закономерностей внутреннего строения слюдоносных пегматитов и их классификации; принципиальных положений методики разведки глубоких горизонтов и возможных путей ее совершенствования. Этим вопросам посвящена другая группа статей сборника.

Наконец, третья группа статей касается вопросов рационального использования мусковита и возможности частичной замены его ковдорским флогопитом.

Таким образом, предлагаемый вниманию читателя сборник не является сводкой работ, всесторонне охватывающих все вопросы геологии и методики разведки карело-кольских месторождений слюды, также как он не является законченной монографией по какому-либо из этих вопросов. Но в нем сделана попытка осветить те вопросы, которые непосредственно или косвенно связаны с наиболее острыми проблемами карельской слюды: освоение новых районов, разведка глубоких горизонтов и рациональное использование карельского мусковита.

Цель сборника — познакомить читателя с новыми, еще не опубликованными геологическими материалами исследований, проведенных главным образом в Карелии, а также с некоторыми идеями, возникшими в связи с ними и нуждающимися во всестороннем и широком обсуждении. Безусловно, ряд положений, выдвигаемых авторами статей, является дискуссионным, что, по мнению составителей сборника, не снижает их ценности.

Новизна материала и острота затрагиваемых в сборнике вопросов позволяют надеяться на то, что он будет полезен в дальнейшем изучении геологии слюдяных месторождений, расширении сырьевой базы слюдяной промышленности СССР и ее дальнейшем развитии.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МУСКОВИТА В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

В настоящее время на основании металлогенических и минерагенических исследований установлено, что в пределах металлогенических провинций отдельные полезные ископаемые размещаются в обособленных структурно-формационных зонах, формирование которых происходило в определенные этапы развития существовавшего подвижного пояса.

Размещение месторождений внутри структурно-формационной зоны, часто соответствующей металлогенической или минерагенической зоне, как правило, неравномерно и зависит от благоприятного сочетания структурного, магматического и литолого-стратиграфического факторов.

Наиболее интересные в промышленном отношении месторождения мусковита Карело-Кольского региона приурочены к Беломорской структурно-формационной зоне, соответствующей минерагенической слюдоносной зоне. Их размещение внутри этой зоны определяется благоприятным сочетанием главных, указанных выше трех факторов, которые и будут далее рассмотрены.

Структурный фактор

Для месторождений мусковита роль структурного фактора и особенно разрывных структур изучена недостаточно, хотя в литературе и высказывалось мнение о связи пегматитовых жил с дизъюнктивными нарушениями, наложенными на складчатые структуры (Бунтин, 1937; Салоп, 1940; Скропышев, 1948; Никитин, 1950; Рыцк, 1960; и др.).

Значительно больше внимания уделялось вопросу роли складчатых структур в распределении пегматитовых жил (Скабичевский, 1947; Скропышев, 1948; Боровиков и Никитин, 1953; Горлов, 1956, 1960; Родионов, 1956; Шуркин, 1960; Рыцк, 1960), но вопрос этот до сих пор является дискуссионным и разными геологами трактуется по-разному.

По Г. Г. Родионову (1956), размер и форма пегматитовых жил определяются типом и размером вмещающих их складок. Наиболее благоприятными для образования пегматитовых жил он считает трещины, возникшие в процессе изгиба пластов в сводах антиклинальных складок. Им же отмечалось, что образование пегматито-вмещающих полостей следует связывать со складчатыми структурами второго порядка, имеющими северо-восточное простираение.

Н. В. Горлов (1956, 1960) указывает, что пегматитовые поля приурочены к куполовидным или брахиантиклинальным складкам, образо-

вавшимися в местах сочленения структур северо-западного и северо-восточного простираций, и объясняет это возникновением растягивающих усилий в своде купола в процессе его образования.

Следует заметить, что действительно некоторые пегматитовые поля топографически совпадают с местами изгибов шарниров антиклинальных складок северо-восточного простираения и участками развития куполовидных структур. Но далеко не все эти структуры характеризуются развитием пегматитовых полей.

В результате большого количества работ по изучению роли структурного фактора в размещении месторождений эндогенных полезных ископаемых установлено, что его проявления могут быть региональными и локальными.

Регионально структурный фактор, определяющий размещение мусковитовых месторождений Карело-Кольского региона, проявляется в том, что наиболее значительные мусковитовые месторождения приурочены к Беломорской структурно-формационной или минерагенической зоне. Эта зона вытянута в северо-западном направлении и ограничена крупными тектоническими зонами, по-видимому, глубинного заложения: Салмагорской, Онежско-Топозерской, Сальнотундровской и Ветреного пояса, как бы отделяющими ее от Кольского и Карельского структурных районов. Длина Беломорской структурно-формационной зоны около 450 км, ширина около 200 км, общая площадь 90 000 км² (см. схему).

К указанной Беломорской минерагенической зоне приурочены наиболее интересные в промышленном отношении мусковитовые районы: Енский, Чупино-Лоухский и мало изученный Беломорско-Выгостровский.

Для Забайкалья, Алтая и Средней Азии давно уже отмечалось поясовое распределение оруденения и минерализации. Обобщение сейсмологических и гравиметрических данных позволило определить мощности земной коры до границы «М» (граница Мохоровичича) и составить карты изомощностей ее для земного шара. Сопоставлением этих данных установлено, что все редкометальные пояса мира тяготеют к областям с повышенной мощностью земной коры (25—35 км и более), связанной с понижением границы «М», и что эти пояса приурочены к зонам повышения градиентов мощностей.

В связи с этим обращалось внимание на роль регионального структурного фактора в размещении редкометальных месторождений и на гармоничную взаимосвязь магматизма с жизнью региональных разломов глубинного заложения, которая для молодых регионов прослеживается отчетливо.

Для Северо-Запада СССР указанные положения еще в такой мере не разработаны, но отдельные стороны этого вопроса уже в достаточной мере доказаны как геологическими, так и геофизическими исследованиями.

Проведенные здесь глубинные сейсмические исследования показали, что, во-первых, складчатые структуры не распространяются на всю мощность земной коры; во-вторых, главные различия структур приповерхностных отложений, очевидно, исчезают, начиная с первой сейсмической поверхности; в-третьих, расслоение пород на больших глубинах под действием давления и температуры сменяет обычную складчатость верхних частей коры; в-четвертых, наряду со слоистостью, по геофизическим данным устанавливаются зоны нарушений и крутопадающих контактов; в-пятых, наиболее типичной особенностью коры является ее блоковое строение.

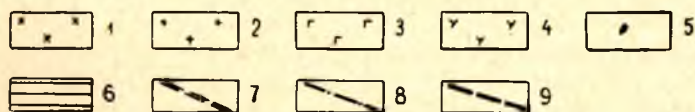
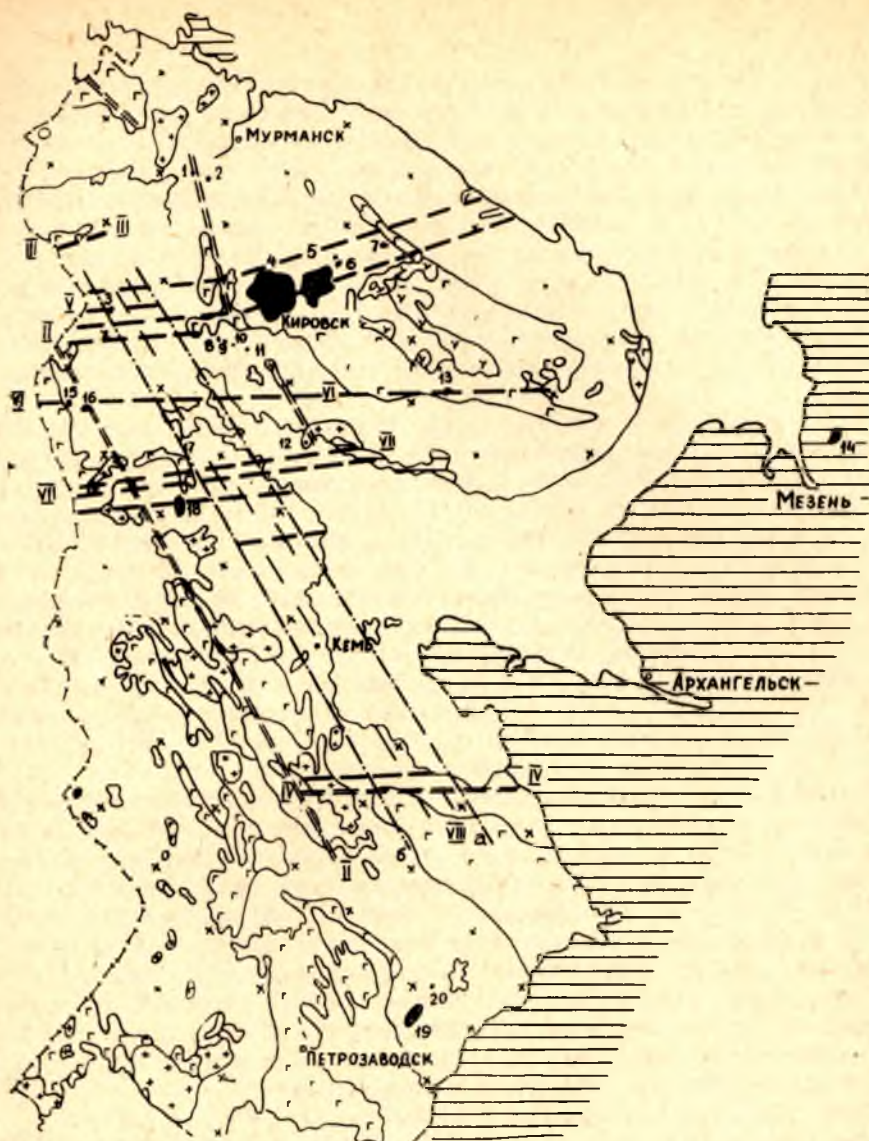


Схема размещения тектонических зон глубинного заложения в Беломорской структурно-формационной зоне:

1 — архейские супракратальные образования; 2 — протерозойские граниты; 3 — протерозойские осадочно-вулканогенные породы; 4 — палеозойские щелочные граниты; 5 — палеозойские интрузии центрального типа; 6 — осадочные породы; 7 — глубинные разломы, ограничивающие Беломорскую структурно-формационную зону; 8 — глубинные разломы, ограничивающие Беломорскую тектоническую зону, структурные швы внутри структурно-формационной зоны; 9 — поперечные или секущие швы — глубинные разломы, секущие складчатые структуры внутри структурно-формационной зоны. Разломы: I — Садмагорский глубинный разлом; II — Онежско-Топозерский глубинный разлом; III — Сальготундровский глубинный разлом; IV — глубинный разлом Ветреного пояса; V — Хибинская тектоническая зона; VI — Северо-Ковдорская тектоническая зона; VII — Чупинская тектоническая зона; VIII — Беломорская тектоническая зона; а) Кандакшский разлом; б) Ковдор-Ковдозерский разлом. Массивы центрального типа: 1 — Себляярвинский; 2 — Гремяха — Вырмеский; 3 — Ковдорский; 4 — Хибинский; 5 — Ловозерский; 6 — Курганский; 7 — Контозерский; 8 — Африкандский; 9 — Озерный варак; 10 — Лесной варак; 11 — Салмагорский; 12 — Турьего мыса; 13 — Песочный; 14 — Мезенский; 15 — Куолярвинский; 16 — Вуориярвинский; 17 — Ковдозерский; 18 — Елетьозерский; 19 — Бураковский; 20 — Аганозерский

Как следует из фондовых материалов Э. К. Чечеля, на Кольском полуострове и в Карелии блоковое строение земной коры отмечается выше первой сейсмической границы. При этом каждый блок имеет свою историю геологического развития, что и формирует характер структурно-фациальных зон вблизи дневной поверхности. Мощность земной коры в Беломорской структурно-формационной зоне равна 34—40 км.

Глубинные сейсмические зондирования на территории Карело-Кольского региона внесли, таким образом, много нового в представления о строении этого участка земной коры. В результате этих работ были впервые получены сведения о строении ее глубинных горизонтов, которые используются при интерпретации гравитационного поля.

Г. Д. Панасенко (1963) в своих статьях о глубинном строении Кольского полуострова приводит значения мощности земной коры в отдельных точках центральной части этого района, полученные в результате сейсмологических наблюдений. По этим данным мощность земной коры на Кольском полуострове в среднем равна 50 км (от 46 до 57), причем мощность «гранитного слоя» составляет около 20 км.

Таким образом, подтверждается положение о том, что региональным, контролирующим размещение месторождений фактором является специфический характер Беломорской структурно-формационной зоны. Она является частью устойчиво прогибающейся зоны в архее с мощными морскими отложениями, смятыми в складки и прорванными комплексами основных и кислых интрузивных пород в архее и протерозое и комплексом щелочных пород в палеозое.

Глубинные разломы обособили эту территорию от соседних и обусловили локализацию интересных интрузий в верхних структурных этажах. Таким образом, региональное проявление структурного фактора дополняется и локализуется проявлениями структур первого порядка.

И. Н. Томпсон (1965) отмечает необходимость привлечения внимания исследователей к линейным группировкам рудных полей «в виде вытянутых, протягивающихся на многие километры цепочек».

Характер их расположения позволяет обнаружить тот тип структур, который определяет линейное расположение рудных узлов и полей. При этом наибольший интерес представляют по мнению ряда исследователей (Томпсон, 1965; и др.) глубинные разломы.

Это направление в настоящее время является наименее разработанным и представляет собой как бы недостающее звено между исследованиями по региональной тектонике и изучением структур рудных полей.

Среди глубинных разломов И. Н. Томпсон (1965) выделяет следующие:

1. Краевые швы, которые разграничивают крупные глубинные блоки с различным типом разреза земной коры (разновозрастные складчатые системы, платформы, срединные массивы).

2. Структурные швы, пролегающие на границах отдельных структурных элементов складчатых областей (синклинориев, антиклинориев), отличающихся по возрасту, мощности и фациальному составу отложений.

3. Секущие и поперечные (относительно простирания складчатых структур) швы, которые ограничивают длительно развивавшиеся блоки поперечных поднятий и прогибов в пределах антиклинориев. Формирование таких блоков сопровождалось изменением фаций и мощностей отложений.

В соответствии с этими представлениями Беломорская структурно-формационная зона обособлена от соседних зон краевыми швами, локализовавшими интересные интрузии в верхних структурных этажах.

Представляется полезным описать предполагаемые глубинные разломы, ограничивающие Беломорскую зону и располагающиеся внутри ее, более детально.

С северо-востока Беломорская структурно-формационная зона ограничивается Салмагорским глубинным разломом (см. схему), называемым в последних геофизических работах «Салмагорским поясом интрузий центрального типа», который прослеживается от Турьего мыса через массивы Салмагорский, Хабозерский (Озерные вараки), Африкандский, несколько западнее Хибинской тундры вдоль озера Имандра, через Гремяха — Вырмесский и Себлярвинский массивы интрузий центрального типа, юго-запад Печенгской тундры до границы с Норвегией. Этот разлом называют также палеозойской зоной трещиноватости (Шуркин, 1960).

Салмагорский разлом фиксируется по геофизическим данным, приуроченностью к нему протерозойских гранитов (γ_3), палеозойских щелочных гранитов и архейских ультраосновных пород в районе Канозера, а также присутствием щелочных и ультраосновных пород, типичных для ослабленных зон, к которым тяготеют кольцевые интрузии. Кроме того, этот разлом фиксируется наличием брекчий, наблюдавшихся нами в районе Хабозера и даже прослеживающихся на продолжении этой зоны на юго-восток в районе Неноксы Архангельской области (см. схему). Этот глубинный разлом рассекает весь Кольский полуостров на две разновозрастные части и протягивается через Белое море и Архангельскую область.

С юго-запада Беломорская структурно-формационная зона отделена от Карельского тектонического района Онежско-Топозерским глубинным разломом (см. схему), в большинстве случаев залеченным основными и кислыми интрузиями как архейского, так и протерозойского времени. Данных о смещении по этому разлому нет. Наличие разлома, кроме геологических данных (цепочки интрузий, зоны мигматизации, зоны рассланцевания, зоны мусковитизации, приуроченность жил) и геоморфологии, подтверждается данными геофизических (сейсмологических) исследований. На сейсмическом профиле Кемь—Ухта отчетливо фиксируется зона разлома глубиной до 40 км на границе между беломорскими гнейсами и протерозойскими отложениями. Кроме этого, если проследить размещение палеозойских интрузий центрального типа (которые зафиксированы и по Салмагорскому разлому, параллельному Онежско-Топозерскому), то окажется, что Бураковский и Вуориярвинский массивы располагаются в одной зоне, совпадающей с линией контакта архея с протерозоем, отмеченной как разлом на большинстве геологических карт.

К Онежско-Топозерскому разлому (см. схему) приурочены протерозойские интрузии гранитов и основных пород, отмечавшиеся всеми геологами, начиная с А. А. Полканова. В районе Иринея вараки, озер Куолаярви, Панаярви и других этот разлом фиксируется явным тектоническим характером контакта надвигового типа пород протерозоя с гнейсами и мигматитами беломорской серии (Кратц, 1960).

Исследования, проведенные в северо-западной части Онежско-Топозерского разлома В. Г. Макаровой и С. П. Николайнен, показали, что в тектоническом строении р-на большую роль играют позднепротерозойские разломы типа надвигов, ориентированные преимущественно в северо-западном направлении, параллельно общему направлению

нижнепротерозойских складчатых структур. Наличие их документировано мощными зонами смятия, зонами тектонических сланцев (бластомилонитов), выпадением крыльев складок (западное побережье озера Пюхьярви — Ниваярви) и т. п. В пределах зоны смятия осадочные образования панаярвинской свиты образуют мелкие опрокинутые и лежащие складки, местами с сорванными верхними крыльями.

Таким образом, наличие Онежско-Топозерского разлома фиксируется достаточным числом геофизических (сейсмических) и геологических данных.

С севера Беломорская структурно-формационная зона ограничена широтным Сальнотундровским глубинным разломом (см. схему). По гравитационным данным граница Беломорья с гранулитами Сальнотундровской зоны на севере проходит по разлому, которому соответствует четырехкилометровый уступ в кровле «базальта». Эту границу Э. К. Чечель и другие склонны считать границей Беломорья с карелидами Кольского п-ова. Геологические данные также подтверждают наличие этого разлома. Судя по амплитуде смещения, это несомненно глубинный разлом, который является наиболее вероятной северной границей Беломорской структурно-формационной зоны.

С юга Беломорская зона ограничена также широтным глубинным разломом Ветреного пояса (см. схему), где геофизические данные (Чечель, устное сообщение) позволяют предполагать крупную структуру фундамента типа грабен-антиклинория. Геологические данные также подтверждают существование этого разлома. К таким данным относится наличие в р-не Ветреного пояса интрузий архейского и протерозойского возраста, вытянутых в широтном направлении.

Внутри Беломорской структурно-формационной зоны могут быть выделены зоны глубинных разломов (структурные и поперечные швы в понимании И. Н. Томпсона (1965)).

Нами выделяется ослабленная тектоническая зона глубинного заложения (Беломорская, см. схему), прослеживающаяся в северо-западном направлении вдоль берега Белого моря и далее под азимутом 340° до гипербазитового комплекса и на юго-восток до Ветреного пояса. Ограничивается эта зона с северо-востока Кандалакшским и с юго-запада — Ковдор-Ковдозерским разломами глубинного заложения.

Кандалакшский глубинный разлом (см. схему) прослеживается от хребта Сальные тундры на юго-восток по крупной интрузии кислых пород (γ_1A) до Пиренгских озер. Далее он фиксируется берегами озер Пиренгских и Бабинская Имандра, затем прослеживается по серии интрузий основных пород архея и проявлениям максимальной мигматизации, по наличию брекчий в р-не г. Кандалакши и по берегу Кандалакшского залива, по брекчии в Княжей губе, по наличию и ориентировке пегматитовых жил. К нему приурочен ряд основных и кислых интрузий ранне- и позднеархейского времени. Далее разлом проходит по берегу Белого моря в р-не г. Беломорска, затем в районе Сумского посада до впадения р. Нюхчи в Белое море и, наконец, ориентировочно фиксируется пегматитовыми жилами в р-не р. Кожи.

Таким образом, отмеченный разлом, ограничивающий с северо-востока Беломорскую тектоническую ослабленную зону, выделяется на основании геологических и геоморфологических данных. К ним относятся: приуроченность к нему основных и кислых интрузий; проявления максимальной мигматизации, указывающей на интрузии кислых гранитов, расположенных на глубине; наличие зон брекчированных пород и т. д.

Этот разлом частично фиксировался и ранее на геологических картах (Е. П. Чуйкина и др.).

Ковдор-Ковдозерский глубинный разлом (см. схему) фиксируется прежде всего приуроченностью к нему интрузий центрального типа (Ковдорский и Ковдозерский массивы) и данными сейсмического профиля Кемь — Ухта западнее г. Кемь и в 15—20 км восточнее пос. Юма. Кроме того, он фиксируется крупными и мелкими ранне- и позднеархейскими интрузиями кислого и основного состава, интенсивной мигматизацией и в отдельных участках интенсивным расщеплением пород.

Приведем некоторые геологические данные, подтверждающие существование этого разлома. Из материалов геолога В. И. Разореновой известно, что тектоническая зона северо-западного направления (СЗ 340°) прослеживается от горы Гробтундра (месторождение Рубиновое) через гору Нору к горе Лейпи и, как показывают геологические наблюдения и данные геофизических работ, продолжается в северо-западном направлении вдоль северной границы продуктивной толщи горы Лейвойва и далее вдоль р. Лейпи к истокам Северной Лейпи.

Л. В. Калафати, выделившая эту зону в 1958 году, указывает, что она маркируется выходами крупных массивов ультраосновных пород и амфиболитов (горы Нора и Лейпи) и интенсивной мигматизацией.

В фондовых материалах О. П. Луниной и Б. И. Рогинской, изучавших указанный разлом в 1960 г., указывается, что «вдоль течения р. Касси проходит депрессия шириной 1—4 км, заполненная рыхлыми отложениями большой мощности. К северо-западу от Ковдорского массива зона разрывных нарушений фиксируется выходами гранитных интрузивных массивов, расположенных друг от друга по одному направлению, а также интенсивной мигматизацией пород».

В Северной Карелии, южнее Ковдозера, на многих картах можно найти подтверждение выделяемого нами Ковдор-Ковдозерского разлома.

Между Кандалакшским и Ковдор-Ковдозерским разломами прослеживаются многочисленные разломы, меньшие по размеру, часто прерывающиеся, параллельные им и отклоняющиеся от основного направления в пределах от СЗ 320° до СВ 5—10°. Эти разломы фиксируются прежде всего многочисленными пегматитовыми жилами как керамическими, так и слюдяными. Они нашли свое отражение на детальном геологическом картах месторождений мусковита и фиксируются многочисленными интрузиями основных пород и мигматитами.

Глубинные разломы северо-восточного, почти широтного направления внутри Беломорской тектонической зоны глубинного заложения, параллельные Сальнотундровскому разлому и разлому Ветреного пояса, фиксируются достаточно отчетливо как по геофизическим, так и по геологическим данным, правда, не всегда в одинаковой степени.

В геологических материалах отмечается, что наиболее древние дизъюнктивные нарушения субширотных направлений проявляются зонами выходов гранитов, основных пород, угловыми несогласиями, зонами эруптивных брекчий, агматитов, пегматитовых жил, интенсивным будинированием и разлинзованием менее пластичных разновидностей пород. Крупные древние архейские разломы отмечаются в р-не озер Ковдозера и Сенного, вдоль оз. Котозера и Чупинского залива, в районе дер. Лоушки, оз. Лоухского и оз. Кумбиламби. Последние данные геофизических работ говорят о существовании и других зон разрывных нарушений таких же направлений. С нашей точки зрения, наибольший интерес представляют три зоны: Хибинская, Северо-Ковдозерская и Чупинская.

Хибинская зона (см. схему) выделена по геофизическим данным от оз. Имандра до северо-восточного окончания Кейвской свиты или до Ловозера. В этом интервале зона протяженностью 300 км мощностью от 40—50 км до 60—70 км фиксируется развитием целого ряда палеозойских интрузий центрального типа (Хибинского, Ловозерского, Кургинского и Кантозерского массивов). По нашему мнению, имеются основания считать, что эта зона продолжается в западном направлении до Ковдорского массива и далее в сторону Финляндии. Об этом говорят как данные электроразведки, проведенной на горе Высокой и установившей здесь существование древних разломов широтного направления, так и наличие палеозойских массивов центрального типа (Ковдорского, Африкандского, Хабозерского). Эта часть зоны фиксируется также интенсивной мигматизацией, зонами рассланцевания, зонами брекчий, кустами пегматитовых жил, интрузиями основного и кислого состава архейского возраста.

Хибинская зона, кроме того, фиксируется общей вытянутостью в определенном направлении озер Бабинская Имандра и Иокостровская Имандра, ориентировкой заболоченных участков, вытянутостью в широтном направлении интрузий основного состава архейского возраста, особенно отчетливо выраженных на островах системы озер Пиренгского и Имандра. К этой же зоне тяготеют и крупные месторождения слюды.

Крупная Северо-Ковдозерская зона (см. схему), исследованная А. С. Амеландовым (1954), тянется в широтном направлении вдоль северного берега Ковдозера. В западной части этой зоны наблюдается большое количество выходов основных пород друзитовой серии, которые иногда разбиты и расташены на блоки. Окружающие их биотитовые гнейсы очень сильно перемяты, гранитизированы, переходят часто в гранито-гнейсы и содержат массивы плагиомикроклиновых гранитов. Кроме этого, к Северо-Ковдозерской зоне приурочены интрузии центрального типа Куолярви и Вуориярви. Широтное направление этого разлома фиксируется ориентировкой озер Толванд, Няозера и др. Судя по форме и расположению выходов интрузий, тектоническая зона здесь образована, по-видимому, кулисообразными сериями трещин. От этой главной зоны разлома в р-не залива Габриш отделяется вторая ветвь разлома, которая проходит в северо-восточном направлении вдоль оз. Сенного до ст. Ручьи. Эта зона выражена агматитами, очень сильной смятостью пород, ярко выраженными структурами течения, а также сильной мигматизацией, гранитизацией и полосой выходов массивов плагиомикроклиновых гранитов. Вероятно, что древний разлом северо-восточного простирания был впоследствии обновлен и значительно удлинен молодым разломом, проходящим от ст. Ручьи через губу Якушину (оз. Сенное), пересекающим оз. Ковдозеро и затухающим в р-не р. Иовы. Этот разлом фиксируется элементами гидрографии, тектоническими обрывами, зонами бластомилонитов и брекчий.

Северо-Ковдозерская зона прослеживается от оз. Няозера на расстояние около десяти километров вдоль озер Ориярви и Вуориярви и далее на запад в виде полосы милонитизированных и брекчированных пород мощностью около километра. Обломки гнейсов и гранита в ней сцементированы карбонатным и кварцево-карбонатным материалом. Вдоль зоны фиксируются многочисленные жилы различного состава. Далее на запад зона прослеживается вдоль озера Пюхьярви.

Следующая крупная зона — Чупинская — прослеживается почти в широтном направлении от Елетьозерского массива через район Чупинская губа — Лоухское озеро до Белого моря и далее на северо-

восток. На ее продолжении на восточном берегу Белого моря находится Мезенский массив центрального типа. В пределах Беломорской структурно-формационной зоны она прослеживается на 100 км при мощности около 30—50 км. Чупинская зона состоит из нескольких глубинных разломов или подзон и зон смятия между этими разломами. Нам представляется возможным выделить четыре ее подзоны: Северную, Южную, Варацкую и Кумбиламбинскую.

Северная подзона отчетливо прослеживается на протяжении более 25—30 км от южного берега озера Нижнего Котозера на восток и юго-восток. Она охватывает район между станциями Котозеро и Чупа, участок между Пулонгским озером и Чупинской губой и проходит далее на восток вдоль южного берега Чупинской губы. В этом районе, по данным Е. П. Чуйкиной, Д. Т. Мишарева и др. (1966), породы сильно перемяты, будинированы, раздроблены, превращены в агматиты, гранитизированы. Местами, как например, в западном конце Чупинской губы и в западной части Попова наволока, породы превращены в эруптивные брекчии, причем отдельные глыбы амфиболитов и даже биотитовых гнейсов часто растянуты и повернуты относительно друг друга, сцементированы аплит-пегматитовым материалом и секутся пегматитовыми жилами. С обеих сторон Чупинская зона сопровождается очень большим количеством хорошо развитых меридиональных крутопадающих трещин.

На юг от Чупинской губы наблюдается примыкающая к северной подзоне Чупинской зоны вторая подзона тектонических нарушений (южная), прослеживающаяся примерно в широтном направлении от Еletzозерского массива до Белого моря на значительно большее расстояние. В данной подзоне наблюдается несколько параллельных более мелких зон, из которых наиболее крупными являются Видоламбинская и Лоухская. Видоламбинская зона тянется от Запарной губы Лоухского озера на запад через оз. Дорожное. Она выражена агматитами, угловым и литологическим несогласием пород, большим количеством субширотных сколовых трещин с зеркалами скольжения (Еловый наволок, Б. Еловая губа, Запарная губа) и мелкими сбросами (Шарозеро).

Лоухская ветвь намечается по интенсивной смятости пород и большому количеству сбросов в западном конце Парфеевской губы Лоухского озера. Кроме того, она также сопровождается сильно развитыми системами диаклазовых трещин.

Варацкая подзона прослеживается на северном берегу оз. Варацкого по большому количеству небольших выходов плагиомикроклиновых гранитов, сильной смятости и резкому угловому и литологическому несогласию пород.

Наконец, четвертая, Кумбиламбинская подзона, изученная в 1939 г. Н. П. Лупановой, прослеживается в северо-восточном направлении в районе озер Юлозера, Сонозера и Постельного. Она выражена очень интенсивной смятостью и трещиноватостью пород, сосредоточением даек основных и щелочных пород, пегматитовых жил (оз. Постельное) и сильной мигматизацией.

Местами, судя по наличию бластомилонитовых, тектонических обрывков, по Чупинской зоне фиксируются молодые подвижки. С последними многие исследователи связывают происхождение Чупинской губы, Белого моря и узких и глубоких, широтно ориентированных губ ряда озер этого района.

Таким образом, Чупинская зона представляет собой тектоническую зону смятия, в которой наблюдаются четыре подзоны также глубинного заложения, прослеживающиеся отчетливо до берега Белого моря. При

прослеживании этой зоны на запад устанавливается приуроченность к этой зоне Елетьозерского массива центрального типа. Как вытекает из вышеотмеченного, Чупинская зона фиксируется двумя массивами центрального типа, интрузиями архейского и протерозойского возрастов как кислого, так и основного состава, сильной мигматизацией, сосредоточением даек основных и щелочных пород, пегматитовых жил, интенсивной смятостью и трещиноватостью пород, зеркалами скольжения, бластомилонитами, эруптивными брекчиями, стратиграфическим несогласием пород и т. д. Отмеченные геологические данные дополняются геоморфологическими: ориентировкой гидрографической сети (озер, рек) и характером их берегов. Наблюдения на поверхности дополняются данными подземных горных выработок. Так, на одном из месторождений в районе Лоухского озера наблюдается зона нарушений, являющаяся одной из составляющих Чупинской зоны. Она представлена интенсивно рассланцованными гнейсами с прекрасно выраженными зеркалами скольжения. Амплитуда смещения пород по горизонтальной составляющей ее равна около 40 м, а по вертикали более 90—100 м. Простирание этой зоны нарушений СЗ 280°, падение — северное под углом 40—60°. Мощность ее по геофизическим данным равна 250 м и по простиранию она прослеживается на 5 км.

Из материалов геологоразведочных партий и из устных сообщений их геологов известно о наличии широтных зон тектонических нарушений в районах Копатозера, Пулонгского озера, месторождения Тэдино. Они параллельны описанным выше зонам разлома, но, по-видимому, являются более мелкими.

Из приведенной характеристики зон разломов глубинного заложения видно, что они формировались очень длительно с многократным дроблением и выполнением трещинных полостей различными интрузивными образованиями (гранитами, друзитами, щелочными и основными породами, аплитами и пегматитами). Тектонические зоны северо-западного, почти меридионального, и северо-восточного, почти широтного, направлений, очевидно, заложены в период дифференциальных движений или замыкания геосинклинали, так как к ним приурочены интрузии основных пород раннеархейского интрузивного цикла. Далее, их активная жизнь продолжалась во все периоды и магматические циклы, так как к ним же приурочены комплексы интрузий всех возрастов А и Pt₁.

Приуроченность большинства пегматитовых жил к северо-западным разломам и лишь небольшой их части к широтным позволяет предполагать, что в момент образования этих жил разломы северо-западного субмеридионального направления были более активны, чем широтного. После же образования пегматитовых жил по разломам северо-западного направления активизации не было, в то время как в зонах широтного направления остаточная активизация существовала еще долгое время.

Северо-восточные разломы (СВ 30—50°) изучены несколько хуже. Наиболее изученными из них является разлом Ковдозеро — ст. Ручьи, пересекающий Северо-Ковдозерский разлом, о чем говорят смещения в интрузиях основного состава и что может служить указанием на его более позднее заложение. Заложение зон северо-восточного направления, вероятно, происходило перед внедрением гранитов второй группы γ₂А. Роль разломов этого направления (30—50°) в размещении месторождений слюды недостаточно ясна.

Из анализа фактического материала и литературных данных вытекает, что наиболее крупные месторождения приурочены к ослабленному

блоку, располагающемуся на пересечении двух крупных зон глубинного заложения: северо-западной и широтной. К этим же узлам пересечений тяготеют многие менее крупные, но достаточно интересные месторождения. На пересечении Беломорской и Хибинской зон располагается Ёнский, а на пересечении Беломорской и Чупинской зон — Чупино-Лоухский слюдоносные районы.

На участке пересечения Беломорской тектонической зоны Северо-Ковдозерской широтной зоной также имеются пегматитовые жилы и месторождения мусковита, на которых ведутся разведочные работы. Южнее Беломорская тектоническая зона пересекается Энгозерским субширотным разломом. В этом районе также известны пегматитовые жилы с мусковитом, и его по структурному признаку можно считать перспективным на слюду.

По этому же признаку представляет интерес район Беломорска — Выгострова, где Беломорская тектоническая зона глубинного заложения пересекается субширотным и северо-восточным разломами. К югу от месторождения хутор Половина устанавливается пересечение Беломорской тектонической зоны разломами северо-восточного направления. Учитывая некоторые косвенные данные, возможно предполагать в этом районе существование и широтных разломов, отсутствие данных о которых объясняется слабой изученностью и плохой обнаженностью его. Во всяком случае, о наличии широтной тектонической зоны глубинного заложения южнее (в районе Ветреного пояса) определенно говорят геофизические данные.

Анализ приведенных данных позволяет сделать вывод о том, что по региональным проявлениям благоприятных структурных признаков перспективными являются как Ёнский слюдоносный район с его южной частью в Кандалакшском районе, так и Чупино-Лоухский слюдоносный район, включая в него Пиртозерско-Энгозерский участок.

Положительным региональным проявлением структурного фактора является приуроченность месторождений мусковита к Беломорской структурно-формационной зоне, а внутри нее — к Беломорской тектонической зоне, главным образом в местах пересечения ее с широтными и частично северо-восточными зонами разломов.

Рассмотренный выше регионально проявленный структурный фактор на конкретных месторождениях дополняется локальными его проявлениями — более мелкими разломами и тектоническими нарушениями, не выходящими за пределы того или иного месторождения. Эти разломы параллельны или субпараллельны более крупным и являются по существу составляющими крупных зон разломов.

Локальные проявления структурного фактора — мелкие разломы и подзоны, имеющие значение только для одного месторождения, в последние годы выявляются как на месторождениях мусковита Мурманской области, так и в Карельской АССР. Всюду прослеживаются разрывные нарушения трех направлений: северо-западного, часто близкого к меридиональному, северо-восточного и широтного.

Соответственно и пегматитовые жилы, приуроченные к указанным разрывным нарушениям, встречаются тех же трех направлений. Однако наиболее благоприятным для промышленных пегматитовых жил является северо-западное, близкое к меридиональному (до $S\ 360^\circ$) направление.

Последним вопросом, который нам следует рассмотреть в связи с проявлениями структурного фактора, является зональность в размещении месторождений различной промышленной специализации и соответственно пегматитовых жил различного состава. Эта зональность

выражается в том, что в краевых частях Беломорской тектонической зоны располагаются пегматиты существенно микроклинового состава с мясокрасным микроклином. Большинство жил краевых частей зоны может быть источником условно годного керамического сырья, требующего специальных методов обогащения. Ближе к центральной, осевой части Беломорской тектонической зоны, развиты комплексные и значительная часть керамических пегматитовых жил. Комплексные и керамические пегматиты имеют плагиомикроклиновый состав, большей частью с преобладанием микроклина над плагиоклазом, причем микроклин окрашен в красный или красновато-коричневый цвет. Пегматиты этих промежуточных частей зоны содержат первосортное керамическое сырье, но плохую по качеству слюду. Наконец, в центральной или средней части Беломорской тектонической зоны располагаются существенно плагиоклазовые и микроклинплагиоклазовые, большей частью слюдоносные пегматитовые жилы.

Эта зональность проявлена не всегда четко и характеризуется часто наблюдающимися отклонениями. Более отчетливо она прослеживается в Чупино-Лоухском районе, где, кроме того, в центральной части намечаются две подзоны, в которых наблюдается та же зональность: в центре — слюдяные пегматиты, а в краевой части — керамические.

Такая зональность, нам кажется, связана с разновременностью развития локальных разломов или со стадийностью их развития, которая обусловила и стадийность поступления растворов-расплавов различного состава, что привело к образованию пегматитовых жил различного состава в различных частях тектонической зоны. В связи с этим большой интерес представляют данные о существовании жил различных простираций (от СЗ 320° до СВ 5°) и все чаще появляющиеся данные о разновременности и последовательности образования трещин и разломов разного направления и заполнения их пегматитом. (В. П. Проскурнина, В. И. Разоренова, устное сообщение).

Таким образом, имеются основания предполагать, что локальные разломы образовывались в разное, хотя и близкое время. Сначала они возникали вблизи глубинных разломов, ограничивающих Беломорскую тектоническую зону, а затем — внутри этой зоны, все ближе и ближе к центральной ее части. Таким образом, первыми, видимо, образовались пегматиты существенно микроклинового состава с мясокрасным микроклином, тяготеющие к Кандалакшскому и Ковдор-Ковдозерскому глубинному разломам; вторыми — комплексные и керамические пегматиты, располагающиеся ближе к центру зоны, и третьими — слюдяные плагио- и плагиомикроклиновые пегматиты, расположенные в центральной ее части.

Рассмотренные выше региональные дизъюнктивные нарушения находятся в тесной связи с региональными пликативными структурами. Вопрос о региональных пликативных структурах в Беломорской структурно-формационной зоне разработан достаточно детально. Согласно данным Д. Т. Мишарева и др. (1960), беломорский комплекс архея (в нашем понимании Беломорская структурно-формационная зона) образует огромную область антиклинального поднятия высшего порядка (Беломорский антиклинорий) среди окружающих его синклинорийных областей развития более молодых, в основном протерозойских пород. Беломорское антиклинорное поднятие высшего порядка состоит из трех основных антиклинорий и двух разделяющих их синклинорий первого порядка. С юго-запада на северо-восток выделяются следующие структурные формы первого порядка:

1. Юго-западный Ковдозерско-Керетьский антиклинорий.

2. Енско-Лоухский синклиниорий.
3. Кандалакшский (Приморский) антиклинорий.
4. Сальнотундро-Колвицкий синклиниорий.
5. Терско-Нотозерский антиклинорий.

Эти пликативные структуры детально рассмотрены предыдущими исследователями.

Связь региональных структур дизъюнктивного и пликативного характера выражается в том, что глубинные разломы располагаются относительно перечисленных пликативных структур вполне закономерно. Салмагорский и Онежско-Топозерский краевые швы соответственно располагаются под небольшими углами к простиранию Терско-Нотозерского и Ковдорско-Керетского анклинориев. Структурные швы прослеживаются по границе Кандалакшского антиклинория с Енско-Лоухским синклиниорием (Кандалакшский глубинный разлом) и по границе Ковдозерско-Керетского антиклинория с Енско-Лоухским синклиниорием (Ковдор-Ковдозерский глубинный разлом).

Месторождения мусковита и кварц-полевошпатового сырья приурочены, главным образом, к Енско-Лоухскому синклинирию. Таковы закономерности размещения месторождений в региональных пликативных структурах.

Кроме указанных региональных пликативных структур, непосредственно на месторождениях прослеживаются локальные пликативные структуры — более мелкие складки, усложняющие региональную синклинальную структуру.

Довольно отчетливо на месторождениях устанавливается приуроченность пегматитовых жил к мелким складкам, чаще к их осевым частям, к перегибам осей складок, как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях, опрокинутым крыльям складок и к замковым частям их. Такая приуроченность неоднократно отмечалась предыдущими исследователями. Как уже указывалось, Н. В. Горловым (1956, 1960), кроме того, отмечается приуроченность пегматитовых полей к куполовидным или брахиантиклинальным складкам, возникшим в местах сочленения складчатых структур северо-западного и северо-восточного простираний.

Нам представляется, что в связи с приуроченностью пегматитовых жил к дизъюнктивным нарушениям, наложенным на складки и по времени образования более поздним, чем складки, главная роль в контроле размещения мусковитовых месторождений принадлежит разрывным нарушениям.

Роль пликативных структур в размещении мусковитовых месторождений второстепенная и заключается в том, что наложенные дизъюнктивные нарушения чаще приурочены к осям антиклиналей или к границам антиклиналей с синклиналями. Нельзя не отметить приуроченности большинства месторождений слюды в региональном плане в Енско-Лоухскому синклинирию, а в локальном — к антиклинальным структурам, усложняющим его.

Магматический фактор

Вопросы роли магматического фактора в размещении пегматитов разработаны слабо. Известно, что генетически пегматитовые жилы связаны с определенными этапами развития отдельных участков земной коры.

Следовательно, генетическую связь пегматитов с магматизмом необходимо рассматривать в свете геолого-исторического развития конкретных регионов, провинций, структурно-формационных зон.



Сложный минеральный состав, многообразие текстурно-структурных особенностей пегматитовых проявлений и в какой-то мере различное отношение исследователей к принципиальным вопросам и теоретическим проблемам общей геологии и геофизики являются причинами различия представлений об источниках и условиях формирования пегматитового материала.

П. П. Боровиковым (1961) отмечаются следующие принципиально отличные точки зрения на природу и источник исходного и пегматитообразующего материала в пегматитовом процессе.

1. «Пегматиты генетически связываются с магматическими образованиями и рассматриваются как интрузивные тела.

2. Пегматиты образовались из непегматитовых изверженных пород под влиянием постмагматических растворов как дериватов магмы.

3. Пегматиты представляются как продукты метаморфической дифференциации.

В двух первых случаях пегматиты рассматриваются, как промежуточные образования, прямым или косвенным образом связанные с деятельностью магмы. Их можно объединить в группу пегматитовых пород изверженного происхождения. Взгляды на пегматиты как на продукты метаморфической дифференциации основываются на явлениях принципиально отличных от явлений магматизма.

На генетическую связь пегматитов с магматическими образованиями обращалось внимание с самого начала изучения пегматитовых образований.

Большая роль в изучении генетической связи пегматитов с изверженными породами принадлежит А. Е. Ферсману, который все гранитные пегматиты с их бесконечным разнообразием уложил в единую общую схему пегматитового процесса, генетически связанного с остаточным силикатным расплавом магмы. А. И. Заварицкий считает, что образование пегматитов связано с последним этапом кристаллизации магмы.

В настоящее время генетическая связь пегматитов с интрузивными комплексами пород, с абиссальной или интрузивно-метасоматической фазией магматизма утверждается Н. М. Успенским (1945), В. Д. Никитиным (1947, 1953), А. И. Гинзбургом (1952), А. А. Беусом (1951), Ю. А. Кузнецовым (1951), А. В. Скропышевым (1948, 1953), К. Л. Бабаевым (1960), П. П. Боровиковым (1953, 1961), и многими другими авторами. Эта связь, по данным П. П. Боровикова (1961), подтверждается:

1) наличием пегматитовых проявлений внутри массивов изверженных пород;

2) наличием включений изверженных пород в пегматитах;

3) зональным расположением пегматитовых тел относительно материнских изверженных пород;

4) генетической связью пегматитов с редкометальными скарнами;

5) сходными геохимическими и парагенетическими ассоциациями элементов минералов и горных пород пегматитов и интрузивных пород одного магматического очага.

В последнее время для решения вопроса о генетической связи пегматитов с интрузивными породами прибегают к сопоставлению данных об абсолютном возрасте их. Большая часть определений абсолютного возраста пегматитов дает цифру 1800—1900 млн. лет, которая близка к данным об абсолютном возрасте плагиомикроклиновых гранитов γ_2A — 1900—2100 млн. лет.

Результаты химических анализов гранитов группы γ_2A , по данным Д. Т. Мишарева, А. С. Амеландова и В. С. Смирновой (1960), при пересчете по Ниггли и построении диаграмм, показывают, что все составы этих пород, во-первых, располагаются в поле изверженных пород и, во-вторых, располагаются очень кучно, что указывает на их генетическую близость.

В Карело-Кольском регионе при проведении металлогенических работ в 1956 году слюдяные пегматиты связывались генетически и пространственно с комплексами кислых гранитоидов γ_2A , а редкометалльные пегматиты с комплексом щелочных гранитов $\gamma_2Pt_1(?)$.

Связь пегматитов с магматическими породами в Карело-Кольском регионе отмечалась неоднократно многими исследователями: Л. В. Ка-лафати, П. П. Боровиков (1953, 1956), В. Д. Никитин (1956), С. И. Макиевский, Д. Т. Мишарев (1960) и др.

П. П. Боровиков (1961) рассматривает пегматиты как образования изверженного происхождения и приводит примеры пегматитов, залегающих внутри массивов изверженных пород, пегматитовых жил, зонально расположенных относительно таких массивов, и пегматитов, генетически связанных со скарнами. Приводимые им данные о геохимических и парагенетических ассоциациях, элементов и минералов и горных пород пегматитов и интрузивных пород говорят в пользу происхождения их из одного магматического очага. В то же время П. П. Боровиков и В. Д. Никитин (1953) указывают на резкое различие в геохимических особенностях пегматитовых жил разных месторождений.

Эти данные так же, как и наши собственные наблюдения, убеждают нас в существовании генетической связи пегматитов с интрузивными породами, несмотря на мнения отдельных исследователей, отрицающих ее.

Наиболее отчетливо эта связь устанавливается на Кольском полуострове в Стрельнинском, в Кольско-Рамозерском и в Центральном слюдоносных районах. В Ёнском слюдоносном районе пространственная связь пегматитов с магматическими породами прослеживается слабее. Для группы же Алакурттинских месторождений она прослеживается более чем отчетливо.

В объяснительных записках к государственным геологическим картам дают детальные описания плагиомикроклиновых гранитов, с которыми большинство геологов связывают слюдоносные пегматиты. Плагиомикроклиновые граниты встречаются преимущественно среди интенсивно мигматизированных пород нижней толщи в виде мелких неправильной формы тел, приуроченных главным образом к ядерным частям антиклиналей. По структурно-геологическим особенностям все эти тела гранитов являются синкинематическими, имеют неправильные расплывчатые контуры и характеризуются постепенными переходами в мигматиты и гнейсы при совершенно согласном с ними залегании. Иногда в гранитах отмечаются ксенолиты вмещающих пород. Жильные образования, связанные с плагиомикроклиновыми гранитами, представлены пегматитовыми, аплитовыми и кварцевыми жилами. В составе гранитов почти всегда преобладает микроклин, но имеются граниты и с большим содержанием плагиоклаза. Под микроскопом все граниты характеризуются гранобластовой, реже бластогранитной структурой с наложенной структурой метасоматического замещения; состоят из микроклина (5—40%), плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза (30—50%), кварца (20—40%), биотита (7—10%),

с примесью роговой обманки, мусковита и эпидота; акцессорные минералы — апатит и циркон.

В перечисленных слюдоносных районах, кроме Стрельнинского и группы Алакерттинских месторождений, связь пегматитов с гранитами выражается в том, что вблизи месторождений наблюдаются крупные или мелкие интрузии плагиомикроклиновых гранитов и всегда наблюдаются крупные поля мигматитов (как контактово-метасоматические образования в апикальной части интрузий гранитов или в контакте гранитов с вмещающими породами).

В Стрельнинском слюдоносном районе и в Алакерттинской группе месторождений пегматитовые жилы располагаются в самих интрузиях или очень близко к контактам интрузий с вмещающими породами, что не может не указывать на пространственную связь этих жил с гранитами.

В Карелии (в Беломорской зоне) пространственная связь пегматитов с гранитными телами проявляется различно. Вблизи месторождений пегматитов иногда наблюдаются мелкие тела гранитов и почти везде прослеживаются интрузивные тела аплитов тех или иных размеров. Мигматиты также прослеживаются на всех месторождениях этого района. Имеется много данных о пространственной связи пегматитовых жил с магматическими интрузивными породами в Онежско-Беломорском районе. В этом огромном и слабо изученном районе известны три группы месторождений: Подужемская, Выгостровская и группа месторождений в Онежском районе Архангельской области.

Наиболее отчетливо прослеживается пространственная связь пегматитов с магматическими породами для Выгостровской группы месторождений, расположенных к югу от г. Беломорска. Пегматитовые поля в Онежском районе Архангельской области, по-видимому, также тяготеют к массивам плагиомикроклиновых гранитов.

Таким образом, генетическая и пространственная связь пегматитов и мусковитовых пегматитов с комплексом плагиомикроклиновых гранитов (γ_2A) доказывается многочисленными примерами.

Литолого-стратиграфический фактор

Роль литолого-стратиграфического фактора в размещении мусковитовых месторождений в Карело-Кольском регионе установлена достаточно четко. Наиболее полно фактический материал по этому вопросу отражен в работах Д. Т. Мишарева и др. (1960), К. Л. Шуркина и др. (1962), фондовых материалах Е. П. Чуйкиной и др., а теоретическое обоснование его — в работах Д. С. Коржинского (1937) и В. Д. Никитина (1952). Эти материалы хорошо известны и не нуждаются в дополнительном изложении. Отметим, что данные этих исследователей и их представления в общем подтверждаются и нашими материалами. Большая, значительно преобладающая часть слюдоносных пегматитов залегает в верхней (Лоухской) толще, особенностью литологического разреза которой является наличие в нем горизонтов кианито-гранатобикситовых и гранато-биотитовых плагиоклазовых гнейсов. В связи с этим нам представляется необходимым изложить следующие соображения.

При условии значительного влияния структурного и магматического фактора роль литолого-стратиграфического фактора обуславливается как геологической позицией определенных толщ, так и их механическими свойствами. Геологическая позиция толщ выражается в следующем. Интрузивные комплексы со свойственной им минерализацией

увязываются с определенными формациями осадочных и осадочно-вулканогенных пород, развивающихся в определенное время и в определенных условиях. Таким образом, если учесть поступательное движение интрузивных масс и их производных, то наиболее благоприятную геологическую позицию занимают породы верхних структурных этажей — они являются обычно более доступными для различных флюидов, растворов, ингаляций, так как обладают значительно большей пористостью, чем породы нижних структурных этажей.

Можно предполагать, что это выражается в максимальном развитии вторичных граната и кианита, как минералов, указывающих на максимальную пневматолитовую и высокотемпературную гидротермальную деятельность магматических очагов.

Механические свойства толщи, благоприятные для внедрения пегматитовых жил, заложены во флишеидном характере верхней продуктивной толщи, проявленном в перемежаемости составляющих ее различных гнейсов.

Но следует заметить, что размещение пегматитовых жил различного состава в различных толщах можно объяснить не только зависимостью от состава вмещающей среды, но и последовательностью открывания трещин и стадийностью поступления в них раствора-расплава различного состава.

ВЫВОДЫ

Районы промышленных месторождений слюдоносных пегматитов и площади, благоприятные для поисков указанных месторождений, приурочены к Беломорской структурно-формационной зоне, ограниченной глубинными разломами: с северо-востока — Салмагорским (Турий мыс — Салмагора — Хабозеро — Африканда — оз. Имандра — Гремяха — Вырмесс — Себлярви); с юго-запада — Онежско-Топозерским (Вуориярви — Иринья варака — Топозеро — район поселка Юма); с северо-запада — Сальнотундровским; с юго-востока — глубинным разломом Ветреного пояса.

Внутри Беломорской структурно-формационной зоны выделяется Беломорская тектоническая зона глубинного заложения, к которой приурочены месторождения слюдоносных пегматитов и наиболее благоприятные площади для дальнейших поисковых и геологоразведочных работ главным образом в районах пересечения этой зоны с субширотными и иногда северо-восточными зонами разломов также глубинного заложения.

В Ёнском районе, расположенном на пересечении Беломорской тектонической зоны с Хибинской, перспективной площадью будет район среднего течения реки Ёны — Ковдорозера и Кандосозера — Вадозера.

В южной части Ёнского района в месте пересечения Беломорской тектонической зоны Северо-Ковдозерским глубинным разломом (Белое море — губа Княжая — Ковдозеро — озеро Толванд — озеро Сенное — Вуориярви) и параллельными ему разломами известны мелкие месторождения слюдоносных пегматитов. Эта часть Ёнского района является также благоприятной для дальнейших геологоразведочных работ.

В Чупино-Лоухском районе площадь, ограниченная пересечением Беломорской тектонической зоны широтной Чупинской зоной разломов (Чупинская губа — губа Глубокая Салма — Лоухское озеро — озеро Керчуг — озеро Ламбина Долгая), не охватывает целого ряда месторождений слюдоносных пегматитов к северу и югу. Но к северу от Чупинской губы установлен ряд разломов широтного направления,

в связи с чем северная граница перспективного района проходит по линии — Нотозеро — озеро Дядино — озеро Нильмозеро, а южная — от Энгозера до Белого моря.

Для Кемского слюдоносного района перспективные площади для геологоразведочных работ не выделяются.

В Беломорско-Выгостровском (Онежско-Беломорском по К. К. Судиславлеву) районе большое значение приобретают участки пересечения Беломорской тектонической зоны с разломами северо-восточного простирания: район поселка Летнереченского — города Беломорска — юго-западного побережья Белого моря — нижнего и среднего течения реки Нюхча — Сумозера.

В указанных блоках пересечения Беломорской тектонической зоны с субширотными и северо-восточными зонами разломов наиболее благоприятными, с точки зрения нахождения слюдоносных пегматитов, будут те участки, где проявились в благоприятном сочетании структурный, магматический и литолого-стратиграфический факторы. Наглядным примером этого является район Выгостровского месторождения, где начатые недавно поисковые работы привели к открытию новых жил слюдоносных пегматитов.

Влияние процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма на формирование слюдоносных пегматитов, по нашему мнению, отсутствует.

ЛИТЕРАТУРА

Амеландов А. С. Промежуточный отчет по теме № 71 «Перспективы слюдоносности КФССР и Мурманской области». Фонды Карельской экспедиции СЗТУ, 1954.

Бабаяев К. Л. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии. Сб.: «Минералогия и генезис пегматитов». Междунар. геологич. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов, 1960.

Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.

Боровиков П. П. и В. Д. Никитин. Слюдоносность КФССР и Кольского полуострова и ее перспективы. Материалы по геологии месторождений слюды, институт «Гипронислюда», вып. 1, 1953.

Боровиков П. П. О направлении и методике поисково-разведочных работ в северо-западных слюдоносных районах СССР. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.

Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 57, 1961.

Бунтин Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чупы. Уч. зап. ЛГУ, № 12, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 4, т. III, 1937.

Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов. Разведка недр, № 2, 1952.

Горлов Н. В. Закономерности размещения архейских пегматитов в связи с структурами вмещающих пород. Докл. АН СССР, т. 107, № 4, 1956.

Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Коржинский Д. С. Петрографический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Слюды СССР, ЦНИГРИ, 1937.

Кратц К. О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Кузнецов Ю. А. О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.

Макиевский С. И. Закономерности размещения промышленно-слюдоносных пегматитов на Кольском полуострове. Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Доклады II Всесоюзной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным вопросам, ч. I. Изд. АН СССР, 1960.

Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность северо-западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1961.

Никитин В. Д. Генетические типы пегматитов северо-восточного побережья Ладожского озера. Изв. Карело-Финской базы АН СССР, № 1, 2, 1947.

Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов северной Карелии. Зап. ВМО, ч. 79, № 4, 1950.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2, 1952.

Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, т. XXIX, вып. 2, 1953.

Никитин В. Д. О состоянии изученности процессов формирования слюдоносных пегматитов. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.

Панасенко Г. Д. О мощности земной коры на Кольском полуострове. Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4, 1963.

Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.

Рыцк Ю. Е. К вопросу о морфологии пегматитовых жил некоторых месторождений северной Карелии. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 26, 1960.

Салоп Л. И. Геология пегматитовых месторождений северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 45, 1940.

Скабичевский П. П. Связь между геологическими структурами и образованием пегматитовых жил некоторых слюдоносных месторождений КФССР. Бюллетень ЛГНТ, 1947.

Скропышев А. В. О некоторых закономерностях в распределении пегматитовых образований в пределах северной части КФССР. Бюллетень техн. информации ЛГНТ, № 6, 1948.

Скропышев А. В. О генетической классификации промышленных пегматитов и направлении поисковых работ на слюду. Материалы по геол. месторождений слюды, вып. 2, 1953.

Томпсон И. Н. Глубинные разломы и оруденение в складчатых областях. Международный геол. конгресс, XXII сессия, доклады советских геологов. «Недра», 1965.

Успенский Н. М. О генезисе пегматитов Золотой горы. Советская геология, № 4, 1945.

Шуркин К. А. Главные черты развития архея северо-западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, вып. 14, 1962.

ОСАДОЧНЫЕ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ, ИНТРУЗИВНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В БЕЛОМОРСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ

В настоящей работе рассматриваются вопросы истории геологического развития Беломорской минерогенической слюдоносной зоны на основе формационного анализа.

Геологическая формация является наиболее подходящей научной категорией для целей исследования вещественного состава земной коры, ее строения и развития. Она отражает реально существующие связи между различными геологическими образованиями и полезными ископаемыми. Региональные металлогенические (или минерогенические) исследования обязательно должны сопровождаться формационным анализом, являющимся основным методом выявления закономерностей размещения любых, в том числе и мусковитовых месторождений.

В соответствии с имеющимися представлениями под формацией понимается естественная ассоциация горных пород, связанных общностью тектонического происхождения и характеризующих особенности формирования конкретных тектонических структур на определенном этапе развития.

По объему формация может совпадать со свитой, объединять несколько свит, в некоторых случаях быть частью той или иной свиты, то есть она не является синонимом стратиграфических подразделений.

Формационный и металлогенический анализ в Карело-Кольском регионе впервые был применен Т. В. Билибиной и другими при составлении металлогенической карты в 1956 г., на которой весь Беломорский комплекс относится к нерасчлененным гнейсам.

Продолжали подобные работы геологи СЗТГУ под руководством И. В. Барканова, которые также породы Беломорского комплекса относили к группе нерасчлененных гнейсов, без указаний формаций.

В настоящей статье излагается попытка выделения формаций в гнейсах Беломорского комплекса. Она предпринимается как результат многолетней работы ее авторов по геологическому изучению ряда районов Карело-Кольского региона. Геологической основой для проведения формационного анализа авторам послужили материалы работ геологов СЗТГУ, ВСЕГЕИ, ЛАГЕД, среди которых следует особо выделить работы К. А. Шуркина и др. (1962); Д. Т. Мишарева и др. (1960); Л. В. Калафати, Е. П. Чуйкиной и листы государственной геологической карты составленные СЗТГУ в последние годы.

В отличие от пятичленного деления Беломорского комплекса, разработанного группой геологов СЗТГУ под руководством Е. П. Чуйкиной, на геологических картах принято трехчленное деление,

предложенное Д. Т. Мишаревым и др. (1960), которое и положено нами в основу при формационном анализе, как наиболее отражающее стадии развития геосинклинали. По особенностям своего развития в Карело-Кольском регионе выделяются три структурные области: Беломорская, Кольская и Карельская. История развития архея Беломорской области наиболее отчетливо изложена у К. А. Шуркина (1962). Согласно с приведенными им геологическими данными, в результате формационного анализа развития региона установлено, что на этой территории в архее существовала крупная геосинклиналь. В Беломор-

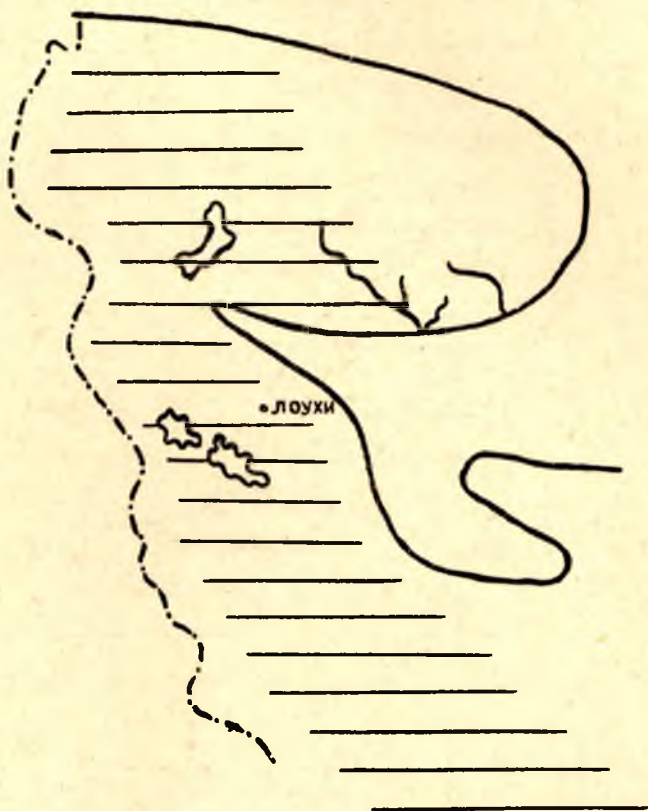


Рис. 1. Период общего погружения ($Agn_1—Agn_2$):
отложения терригенной (Agn_1) и терригенно-карбонатно-
вулканогенной (Agn_2) формаций

ской структурно-формационной зоне прослеживаются периоды общего погружения, дифференциальных движений и замыкания ее и периоды общего воздымания и глыбовых движений.

В период интенсивного прогибания ($Agn_1—Agn_2$, рис. 1), по-видимому, на большей части или на всей территории Карело-Кольского региона происходило отложение мощных осадков терригенной и терригенно-карбонатно-вулканогенной формаций. В настоящее время только в краевой части синклинали мы можем наблюдать породы этих формаций, указывающих на смену неглубоководного режима, обусловившего терригенный характер осадков (нижняя толща), более глубоководными условиями отложения пород терригенно-карбонатно-вулканогенной формации (вторая или средняя толща).

В период дифференциальных движений (Agn_3 —A—Pt, рис. 2) образовались структурные зоны: Кольская, Карельская и Беломорская. В этот период происходит заложение зон глубинных разломов: Салмагорской, Онежско-Топозерской, Сальнотундровской и Ветреного пояса, обособивших Беломорскую структурно-формационную зону. Этот период сопровождался образованием терригенной флишовой формации, что указывает на постепенное обмеление бассейна и на изменчи-

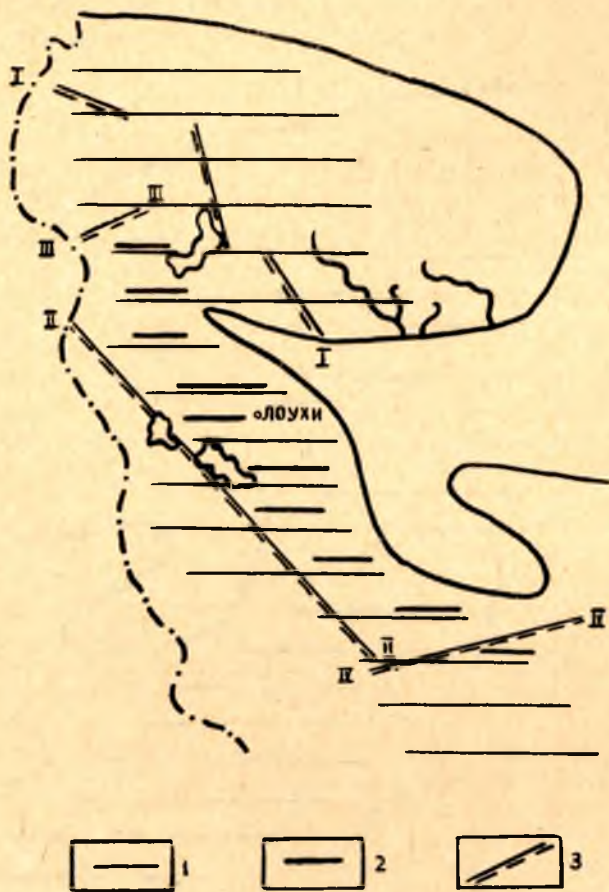


Рис. 2 Период дифференциальных движений (Agn_3 —A—Pt₁):

1 — отложения терригенной (Agn_1) и терригенно-карбонатно-вулканогенной (Agn_2) формаций; 2 — отложения терригенной флишовой формации (Agn_3); 3 — краевые швы — зоны глубинного заложения I, II, III, IV

вость условий осадконакопления как по горизонтали, так и по вертикали. На отдельных частях территории в этот период породы указанных формаций, возможно, подвергались региональному метаморфизму.

На этом по существу история развития осадочных и осадочно-вулканогенных формаций архейской геосинклинали в Беломорском районе заканчивается.

В период замыкания геосинклинали (A—Pt, рис. 3), в результате дальнейшего поднятия, Беломорская структурно-формационная зона превращается в Беломорский блок архея (Полканов, 1939), выступающий в виде жесткой глыбы между Кольской и Карельской зонами

карелид. В связи с неясностью вопроса о возрасте беломорских пород не исключена возможность, что Карело-Кольский регион является единой протерозойской геосинклиналью, в которой беломорский блок является протерозойским срединным массивом, а не архейским.

Эта область представляет собой, вероятно, сравнительно небольшую сохранившуюся часть прежде обширного сложно-складчатого пояса беломорид и является устойчивым срединным массивом архей-

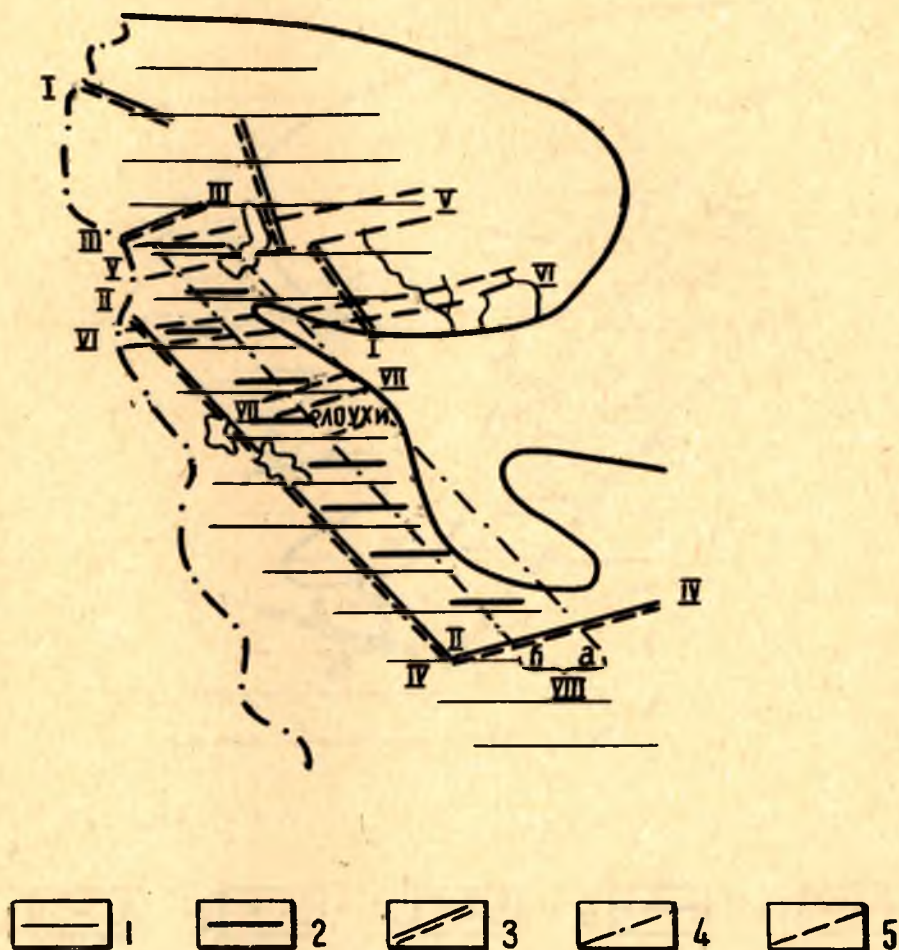


Рис. 3. Период замыкания геосинклинали (APt):

1 — отложения терригенной (Agn_1) и терригенно-карбонатно-вулканогенной (Agn_2) формаций; 2 — отложения терригенной флишеидной (Agn_3) формации; 3 — краевые швы — зоны глубинного заложения I, II, III, IV; 4 — структурные швы, ограничивающие Беломорскую зону глубинного заложения VIIa и VIIb; 5 — поперечные швы — зоны глубинного заложения V, VI, VII

ского фундамента Карельской геосинклинали (Полканов, 1937; Шатский, 1946; Харитонов, 1957; и др.), отделенным от Карельской и Кольской областей глубинными разломами (Сальнотундровским и Онежско-Топозерским).

По-видимому, в конце этого периода продолжались тектонические движения и, вероятно, заложилась Беломорская тектоническая ослабленная зона, к которой приурочены внедрения раннеархейского ком-

плекса основных и кислых интрузий (NA ; $N\Sigma A$; δA ; $\gamma_1 A(?)$), на основании чего и делается предположение о ее заложении в этот период. Однако, не исключена возможность того, что ее заложение происходило одновременно с заложением Сальютундровского и Онежско-Топозерского разломов.

Разломы субширотного направления, на основании приуроченности к ним указанного выше комплекса интрузий, можно считать заложив-

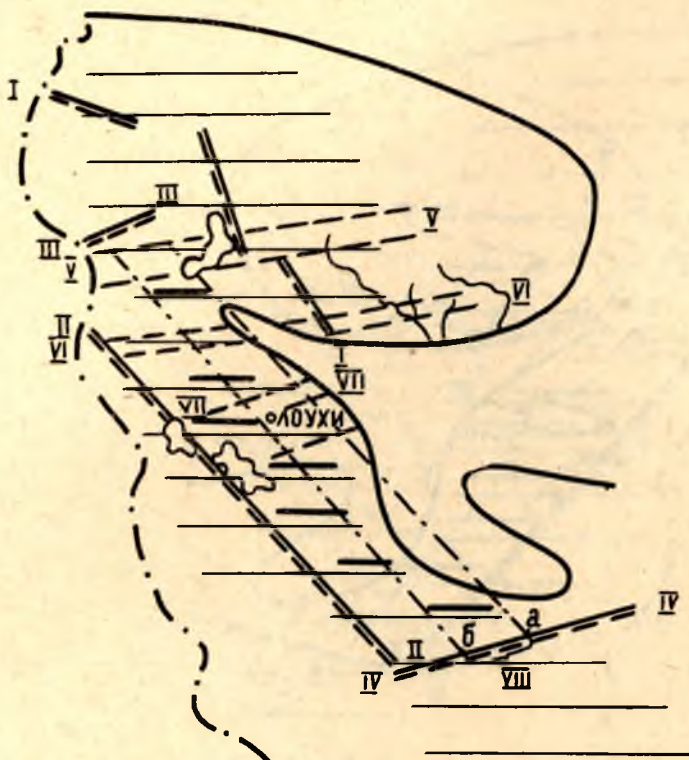


Рис. 4. Период интенсивного воздымания (А—Рт):

1 — отложения терригенной (Agn_1) и терригенно-карбонатно-вулканогенной (Agn_2) формаций; 2 — отложения терригенной флишовой (Agn_3) формации; 3 — краевые швы — зоны глубинного заложения I, II, III, IV; 4 — структурные швы, ограничивающие Беломорскую зону глубинного заложения VIIa и VIIIb; 5 — поперечные швы — зоны глубинного заложения V, VI, VII

шимися в это же время. К этому же периоду, по-видимому, приурочен, как отмечалось выше, раннеархейский интрузивный комплекс основных и, возможно, кислых пород. Начало проявления метасоматоза магматической стадии (образование мигматитов), по-видимому, относится также к этому периоду.

В поздние периоды развития геосинклинали — общего воздымания и глыбовых движений, в Беломорском структурном районе продолжались интенсивные тектонические движения, и отложения рассматривае-

мых формаций были прорваны позднеархейскими интрузивными комплексами основных и кислых пород с жильными комплексами, связанными с ними.

Кроме того, в эти периоды древние разломы продолжали свою жизнь, а более молодые закладывались.

Рассмотрим эти два периода отдельно.

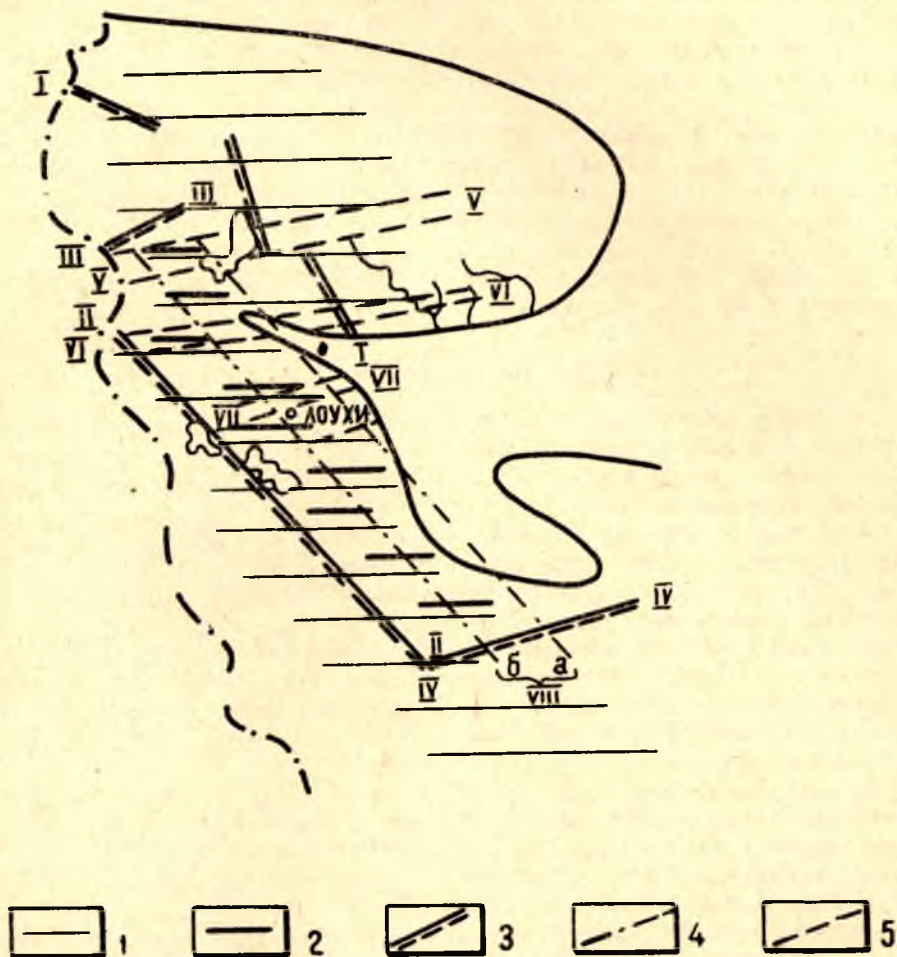


Рис. 5. Период глыбовых движений (А—Рт):

1 — отложения терригенной (Agn_1) и терригенно-карбонатно-вулканогенной (Agn_2) формаций; 2 — отложения терригенной флишовой (Agn_3) формации; 3 — краевые швы — зоны глубинного заложения I, II, III, IV; 4 — структурные швы, ограничивающие Беломорскую зону глубинного заложения VIIIa и VIIb; 5 — поперечные швы — зоны глубинного заложения V, VI, VII

Период интенсивного воздымания (А—Рт, рис. 4) характеризуется проявлением активной магматической деятельности: внедрением комплекса умеренно кислых интрузий $\gamma_1 A$ (?), комплекса друзитов (δA) и комплекса кислых интрузий ($\gamma_2 A$), сопровождавшимся региональным метаморфизмом, метасоматозом магматической стадии (образование мигматитов) и контактовым метаморфизмом.

В период глыбовых движений (А—Рт, рис. 5), по-видимому, продолжалась не менее активная магматическая деятельность. В этот пе-

риод происходило внедрение последних фаз комплекса кислых интрузий (γ_2A): аплитов, пегматитов (в несколько стадий) и кварцевых жил с почти одновременными проявлениями гидротермального метаморфизма (высокотемпературного и средне-, низкотемпературного метасоматоза).

Согласно современным представлениям о существовании двух геосинклиналей: архейской и протерозойской, что кажется не очень естественным, достаточно активная жизнь продолжалась в протерозое и палеозое, о чем говорит наличие интрузий центрального типа (Ковдорская и др.) в Беломорской структурной зоне.

Кольский и Карельский структурные районы являлись ареной формирования формаций протерозойской геосинклинали с набором типичных для нее формаций: терригенной, карбонатно-вулканогенной, молассовой и др., указывающих на полное развитие геосинклинали.

Протерозойские формации прорваны комплексами интрузивных, похожих по составу и облику на архейские, основных и кислых пород. Не исключено, что при дальнейшем изучении будет доказана одновозрастность некоторых из них.

Беломорский структурный район

В Беломорской структурной зоне отчетливо выделяются крупные разломы и зоны глубинного заложения, обособившие эту территорию от соседних и обусловившие локализацию интересных интрузий в верхних структурных ярусах.

С северо-востока прослеживается глубинный разлом, называемый Салмагорским поясом интрузий центрального типа, от Турьего мыса через массивы Салмагорский, Хабозерский (Озерные вараки), Африкандский, несколько западнее Хибинской тундры вдоль озера Имандра, через Гремяха — Вырмесский и Себьярвинский массивы интрузий центрального типа, юго-западнее Печенгской тундры до границы с Норвегией. Этот глубинный разлом пересекает весь Кольский полуостров на две части (более молодую и более древнюю) и протягивается через Белое море в Архангельскую область.

С юго-запада Беломорская зона ограничена от Карельского тектонического района, надо полагать, тоже глубинным Онежско-Топозерским разломом, в большинстве случаев залеченным основными и кислыми интрузиями как архейского, так и протерозойского времени (Вуориярвинский и Бураковский массивы).

Можно предполагать, что с севера Беломорская зона ограничена Сальнотундровским глубинным разломом, а с юга — глубинным разломом Ветреного пояса.

Параллельно отмеченным разломам внутри Беломорской зоны прослеживается ряд субширотных разломов (Хибинская зона глубинного заложения, Северо-Ковдозерский глубинный разлом, Чупинская зона глубинного заложения, Энгозерский разлом) и северо-западных (Беломорская ослабленная зона глубинного заложения).

Необходимо отметить наличие разломов северо-восточного (СВ 30°) направления (Ковдозеро — Ручьи и др.), рассматриваемых в качестве оперяющих широтные разломы. Они недостаточно изучены и пока трудно сказать что-либо определенное о их масштабах, но, по-видимому, они являются самостоятельными, а не оперяющими.

Кроме этого, в Беломорской структурной зоне выделяется несколько главных структурных (пликативных) элементов первого порядка. Достаточно четко обособляется Сальнотундро-Колвицкий и Енско-

Лоухский синклинорий. Между ними располагается Кандалакшский антиклинорий. К юго-западу от Енско-Лоухского синклинория располагается Ковдозерский антиклинорий. Сальнотундро-Колвицкий синклинорий, видимо, следует относить к Кольскому геотектоническому району.

В отмеченном Беломорском структурном районе к Енско-Лоухскому синклинорию приурочены главные мусковитовые районы: Енский с Алакерттинским полем, Чупино-Лоухский, Кемский и Беломорско-Выгостровский.

ОСАДОЧНЫЕ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

В Беломорском структурном районе развиты следующие осадочные и осадочно-вулканогенные формации:

- 1) морская терригенная формация — Agn_1 ;
- 2) морская терригенно-карбонатно-вулканогенная формация — Agn_2 ;
- 3) морская терригенная (флишеидная) формация — Agn_3 .

Морская терригенная формация — Agn_1 (нижняя толща) — имеет широкое распространение в Беломорском структурном районе главным образом в центральных частях Кандалакшского (Приморского) и Керетьозерско-Ковдозерского антиклинориев, обрамляя с запада и востока центральный Енско-Лоухский синклинорий.

Образования терригенной формации по данным большинства исследователей (Шуркин, 1962; Мишарев и др., 1960) залегают в основании беломорской серии и согласно перекрываются осадками терригенно-карбонатно-вулканогенной формации архея.

Терригенная формация на 75—80% представлена биотитовыми гнейсами, сильно инъецированными кварц-полевошпатовым материалом, и гранито-гнейсами. Остальные 20—25% формации сложены биотито-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Гнейсы с гранатом встречаются редко.

Рассматриваемая формация характеризуется относительно постоянным составом и грубой слоистостью. Мощность формации не установлена, но измеряется от 2 до 5—7 км. Мощность и характер отложений формации указывают на общий морской режим их образования, возможно, с незначительными проявлениями вулканизма. Осадконакопление терригенного материала происходило в неглубоководном бассейне, но при устойчивом режиме, что соответствует данным предыдущих исследователей о первичном облике пород формации, характерном для псаммитовых образований и в меньшей мере для алевролитов и алевропелитов. Такой характер отложений указывает на образование их в прибрежной, сравнительно мелководной части глубоководного бассейна.

Морская терригенно-карбонатно-вулканогенная формация — Agn_2 (средняя толща). Отложения терригенно-карбонатно-вулканогенной формации прослеживаются восточнее и западнее ядра Енско-Лоухского синклинория. Для данной формации характерна ассоциация биотитовых, биотитовых амфиболсодержащих гнейсов (часто с эпидотом) и амфиболитов.

Так же часто, но не всегда, присутствуют в виде прослоев и линз ржавые гранато-биотитовые гнейсы, местами с кианитом. Очень редко присутствуют гнейсы со значительным количеством эпидот-цоизита.

Характерными для данной формации являются амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы, переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами. Наблюдается как тонкое, так и грубое переслаивание с колебанием

мощности слоев от десятков сантиметров до 10 м и более. Среди амфиболитов выделяются следующие разновидности: полевошпатовые амфиболиты, гранатовые амфиболиты и амфиболиты.

Состав формации, по данным Д. Т. Мишарева, А. С. Амеландова, А. И. Захарченко, В. С. Смирновой (1960), непостоянен и меняется по простиранию, что зависит, надо полагать, от изменения условий осадконакопления, то есть фациальной смены первичных осадков.

Породы данных формаций образовались за счет осадочных пород, представленных кварцево-известково-глинистыми, мергелистыми и туфогенными породами.

По-видимому, как отмечала В. С. Смирнова (1960), за счет указанных осадочных пород образовалась часть амфиболовых гнейсов, другая же часть гнейсов представляет собой фельдшпатизированную периферическую часть выходов амфиболитов. Преобладающая часть амфиболитов, по данным В. С. Смирновой (1960), образовалась за счет изверженных пород.

Характер отложений, мощность (3—5 км), указывает на морской режим их образования. Несколько необычным является в отдельных участках тонкое переслаивание пород, что говорит о флишоидном характере толщи.

Морская терригенная флишоидная формация — *Agn₃* (верхняя или Лоухская толща). Отложения морской терригенной флишоидной формации залегают в ядре Ениско-Лоухского синклинария. В состав формации входят разнообразные породы: гранато-биотитовые, кианито-гранато-биотитовые (иногда с графитом, силлиманитом, ставролитом, кордиеритом), биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы и различные породы, измененные в результате воздействия тех или иных типов метаморфизма. Наибольшим распространением пользуются гранато-биотитовые, кианито-гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы.

В данной формации по простиранию несколько меняется состав пород, что может быть результатом не только фациальной изменчивости, но и наложения различных типов метаморфизма.

Нам представляется, что главной характерной чертой этой формации является ее флишоидный характер, а не минеральный состав, так как такие минералы как кианит, ставролит, кордиерит, силлиманит, не везде имеют площадное распространение. В ряде случаев они встречаются в породах, образующих мелкие тела неправильной формы или линзы, прослеживающиеся на небольшие расстояния. Словом, они встречаются спорадически и являются минералами, в большинстве случаев образовавшимися, по-видимому, после образования самих гнейсов в результате наложения последующих стадий метаморфизма. Из этих минералов кианит нами изучался более детально. Он на месторождениях мусковита представлен несколькими генерациями и чаще более поздними по времени образования, чем сам гнейс. Кианит большей частью приурочен к максимально рассланцованным гнейсам, приближающимся по своему облику к сланцам, и очень часто располагается даже под углом к гнейсовидности в виде достаточно крупных кристаллов.

По существу содержащие его породы являются биотитовыми гнейсами, кианитизированными на участках или в зонах максимального рассланцевания, и поэтому рассматривать во всех случаях кианитовые гнейсы как породы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма верхней толщи, не следует. Кианитизация гнейсов является характерной особенностью крупных месторождений мусковита.

Таким образом, на основании характера отложений формации и мощности ее (обычно 1,5 км, но достигает 2—2,5 км) можно сделать предположение об образовании ее в морском бассейне в период дифференциальных движений, когда начались колебательные движения с постепенным поднятием Беломорского блока.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Формационный анализ в приложении к изверженным породам привел нас к необходимости выделения интрузивных комплексов. Интрузивный комплекс — это совокупность пород и послемагматических образований одной и той же интрузивной формации, образовавшихся в каком-либо тектоническом регионе в ходе развития единого интрузивного процесса определенного возраста. В состав интрузивного комплекса входят сами интрузивные породы и их жильная серия, а также высокотемпературные и низкотемпературные гидротермальные жильные и метасоматические образования.

В соответствии с этим в Беломорской структурной зоне установлены следующие интрузивные комплексы, прорывающие описанные выше формации осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

Архей. 1. Раннеархейский комплекс основных пород: габбро-амфиболиты, метапироксениты, ортоамфиболиты — $N\Sigma A$.

2. Комплекс умеренно кислых плагиогранитов — $\gamma_1 A$.

3. Комплекс друзитов — δA .

4. Комплекс кислых плагиомикроклиновых гранитов — $\gamma_2 A$.

Протерозой. 1. Раннепротерозойский комплекс основных пород гиперстеновых диоритов, габбро, габбро-диоритов, оливинитов — δv , Pt , $N\Sigma Pt$.

2. Комплекс кислых, с повышенной щелочностью, плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов, диоритов — $\gamma_3 Pt_1$.

3. Позднепротерозойский комплекс основных пород оливинитов, пироксенитов, габбро-норитов — vPt_2 .

Палеозой. 1. Палеозойский комплекс щелочных пород — ωEP_z .

Раннеархейский комплекс основных пород

Внедрение раннеархейского комплекса основных пород относится к периоду замыкания геосинклинали. В состав комплекса входят габбро и пироксениты, интенсивно переработанные, метаморфизованные и превращенные в амфиболиты.

Возраст основных пород раннеархейского комплекса устанавливается на основании контактов со всеми формациями архея и породами более позднего комплекса умеренно кислых плагиогранитов. Основные породы раннеархейского комплекса часто наблюдаются вдоль выделенных нами зон глубинных разломов.

Комплекс умеренно кислых плагиогранитов

Внедрение комплекса умеренно кислых плагиогранитов также относится к периоду замыкания геосинклинали. Комплекс представлен олигоклазовым гранитом, гранодиоритом и диоритом, часто превращенным в гнейсо-граниты.

Возраст комплекса определен как архейский по геологическим данным: граниты залегают среди гнейсов всех толщ Беломорской струк-

турно-формационной зоны и секут древние основные породы ранне-архейского возраста и, в свою очередь, секутся породами более позднего друзитового комплекса.

Комплекс друзитов

Интрузивные породы друзитового комплекса приурочены, главным образом, к тектоническим зонам: Северо-Ковдозерской и др. К комплексу друзитов относятся породы различного петрографического состава, близкие между собой по времени, условиям образования и пространственному положению: оливиниты, перидотиты, габбро-перидотиты, пироксениты, оливиновые габбро-нориты, диабазы и их метаморфизованные разновидности.

Возраст пород обычно принимается как верхнеархейский на основании пересечения ими гнейсов и олигоклазовых гранитов.

Комплекс кислых плагиомикроклиновых гранитов

Этот комплекс является особенно интересным в связи с тем, что с ним парагенетически связаны слюдоносные пегматиты. К этому комплексу можно отнести плагиомикроклиновые граниты, гнейсо-граниты и их мигматиты, роговообманково-микроклиновые граниты, граносиениты, сиениты Тепситундры, аплиты, пегматиты и кварцевые жилы.

Можно предположить такую последовательность образования пород данного комплекса:

- плагиомикроклиновые граниты;
- мигматиты плагиомикроклиновых гранитов;
- аплиты;
- пегматитовые жилы (микроклиновые, плагиомикроклиновые, плагиоклазовые);
- кварцевые жилы.

Размещение плагиомикроклиновых гранитов принято считать закономерным и приуроченным к ядрам Ковдозерско-Керетьского и Кандалакшского антиклинориев, а в соответствии с новыми данными к Кандалакшскому и Ковдор-Ковдозерскому разломам. Основные выходы массивов приурочены к нижней и средней толщам, а в верхней толще массивы почти отсутствуют или располагаются на глубине.

Находки ксенолитов амфиболитов с прожилками олигоклазовых гранитов в плагиомикроклиновом граните и пересечение микроклиновым пегматитом прожилков плагиоклазового состава указывают на более молодой возраст плагиомикроклиновых гранитов по сравнению с плагиоклазовыми.

Жильные породы, генетически связанные с плагиомикроклиновыми гранитами, представлены многочисленными жилами пегматита, аплита, реже гранита и кварца.

Среди широко распространенных пегматитовых жил, генетически связанных с комплексом гранитов γ_2A , наблюдаются промышленные слюдоносные и керамические пегматитовые жилы. Аплитовые жилы также значительно развиты и встречаются на многих участках.

Комплексы протерозойских и палеозойских интрузий

Рассматривать эти комплексы здесь нет необходимости, так как в пределах Беломорской структурно-формационной зоны эти комплексы развиты незначительно и с ними связаны другие полезные ископаемые.

МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В результате еще более глубокого формационного анализа всех геологических явлений нами выделяются минеральные комплексы, тесно связанные с другими формациями. Под минеральным комплексом принято понимать парагенетическую ассоциацию месторождений одного или нескольких полезных ископаемых или минералов, возникших в сходной геологической обстановке в определенный период развития региона и связанных с одним интрузивным комплексом.

В Беломорской структурно-формационной зоне, являющейся минерагенической зоной, можно выделить мусковитовый, кварц-полевошпатовый и редкометальный комплексы, относящиеся к одному генетическому типу — пегматитовому.

Указанные минеральные комплексы связаны с отмеченными выше формациями и интрузивными комплексами.

Мусковитовый минеральный комплекс объединяет в основном пегматитовые жилы, для которых мусковит является одним из основных минералов. По своему составу это плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые пегматиты, разнообразные по условиям залегания, морфологии, структурам и текстурам. Чаще всего это секущие жилы линзообразной формы, реже согласные жилы седловидной, трубчатой и других форм.

Почти все месторождения и проявления пегматитов с мусковитом находятся в пределах развития терригенной флишеидной формации (верхняя толща) в непосредственной близости от позднеархейского комплекса кислых плагиомикроклиновых гранитов (γ_2A).

Полевошпатово-кварцевый минеральный комплекс. К этому комплексу можно отнести пегматиты плагиомикроклинового и микроклинового состава, залегающие в гнейсах и основных породах. Кроме того, к этому же комплексу можно отнести пегматиты с «условно годным» кварц-полевошпатовым сырьем, которые по своим особенностям могут быть сходными с пегматитами, отнесенными к мусковитовому комплексу.

В промышленном отношении основу этого комплекса до сих пор составляют пегматиты, залегающие в основных породах в пределах распространения терригенно-вулканогенно-карбонатной формации (средняя толща) и также вблизи комплекса кислых плагиогранитов (γ_2A). В некоторых случаях пегматиты подобного рода относятся и к мусковитовому и к кварц-полевошпатовому комплексу (комплексные жилы).

Редкометальный минеральный комплекс. Пегматиты этого комплекса развиты в Беломорской минерагенической зоне весьма слабо и представлены единичными жилами плагиомикроклинового состава с редкометальными минералами. По форме выделяются линзовидные и штокообразные тела, залегающие как в гранито-гнейсах, так и в основных породах. Для указанных пегматитов характерно зональное строение. Многие исследователи (Калита, 1961; и др) связывают эти пегматиты с нижнепротерозойским циклом магматизма.

Указанные минеральные комплексы встречаются в главных, наиболее интересных, районах распространения слюдяных и керамических пегматитов: Енском, Чупино-Лоухском, Кемском и Беломорско-Выгостровском.

Под Енским слюдоносным районом понимается юго-западная часть Кольского полуострова (Кировский и Кандалакшский районы

Мурманской области) и северная часть быв. Кестеньгского района КАССР.

К Чупино-Лоухскому району относится вся восточная часть севера Карельской АССР, примыкающая к побережью Белого моря от южной границы Енского района до широты Энгозера.

Под Кемским пегматитоносным районом нами, учитывая особенности геологического строения, понимается территория, расположенная к югу от Энгозера до широты дер. Поньгома и ограниченная на востоке берегом Белого моря, а на западе — меридианом Тикшозера.

Вся территория, расположенная в пределах развития архейских пород южнее, относится к Беломорско-Выгостровскому району.

Енский слюдоносный район. На территории Енского слюдоносного района развиты терригенная, терригенно-карбонатно-вулканогенная и терригенная флишоидная формации; формации осадочных пород прорваны комплексами интрузий ранне- и позднеархейского, протерозойского и палеозойского возраста. В структурном отношении он является частью Енско-Лоухского синклиория. Большой интерес представляют установленные в Енском районе дизъюнктивные нарушения трех направлений: северо-западного, широтного, северо-восточного, на пересечении которых при сочетании с благоприятными проявлениями магматического и литолого-стратиграфического факторов наблюдаются наиболее крупные месторождения слюдоносных и керамических пегматитов.

Чупино-Лоухский слюдоносный район. В геологическом отношении Чупино-Лоухский слюдоносный район аналогичен Енскому району. На его территории, примыкающей с юга к Енскому району, развиты те же формации (терригенная, терригенно-карбонатно-вулканогенная и терригенная флишоидная), прорванные теми же интрузивными комплексами. В структурном отношении он является южной частью Енско-Лоухского синклиория. Интересными для этого района являются отчетливо прослеживающиеся зоны дизъюнктивных нарушений, главным образом, двух направлений: северо-западного и широтного.

На пересечении тектонических зон этих направлений при сочетании с благоприятными проявлениями других геологических факторов (магматическим и литолого-стратиграфическим) располагаются почти все месторождения Чупино-Лоухского слюдоносного района.

Кемский слюдоносный район. В описываемом районе также развиты три основные формации архея, описанные для Енского и Чупино-Лоухского районов (терригенная, терригенно-карбонатно-вулканогенная и терригенная флишоидная), прорванные интрузивными комплексами: раннеархейским (древние ортоамфиболиты, плагиоклазовые граниты и гнейсо-граниты) и позднеархейским (ультраосновные и основные интрузии друзитовой серии, плагиомикроклиновые граниты и гнейсо-граниты, жилы и дайки кислых пород).

Геологические условия формирования этого района несколько отличны от соседних. На территории его очень слабо развит комплекс кислых гранитов γ_2A . Верхняя продуктивная толща занимает незначительные площади. Крупные глубинные разломы проявлены, видимо, слабо, особенно широтные. Промышленное значение проявлений слюдоносности неясно.

Беломорско-Выгостровский слюдоносный район. В рассматриваемом районе развиты так же, как и в остальных районах Беломорья, три основные формации архея, с той лишь разницей, что здесь в терригенной флишоидной формации выделяются гори-

зонты шуерецких, кандских и ёнских гнейсов. Кроме архейских пород, в данном районе довольно широко представлены протерозойские отложения. Перечисленные выше формации прорываются комплексами интрузивных пород: раннеархейским, позднеархейским и комплексами протерозойского возраста.

Ввиду слабой изученности и плохой обнаженности района говорить что-либо о приуроченности пегматитов вообще и слюдоносных, в частности, к породам какой-либо толщи преждевременно. На государственных геологических картах отчетливо видна приуроченность важнейших месторождений района (Выгостровского и хутора Половина) к нарушениям северо-восточного простирания. Кроме того, намечается пространственная связь месторождений (хутор Половина) с комплексом кислых гранитов — γ_2A .

В данном районе можно выделить несколько пегматитоносных участков: Выгостровский, Сумский Посад, Устьонежский.

Таким образом, можно сделать общий вывод о том, что в Беломорской минерагенической зоне перспективными на слюду-мусковит являются районы с благоприятным сочетанием определенных интрузивных комплексов (γ_2A), формаций (терригенной флишовой), дизъюнктивных и пликтивных структур.

ЛИТЕРАТУРА

Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд. АН СССР, 1961.

Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1960.

Полканов А. А. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. Международный геологический конгресс, XVII сессия. Путеводитель — северная экскурсия, Кольский полуостров, 1937.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита. Международный геологический конгресс, тр. XVII сессии, т. II, 1939.

Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 9, 1957.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1962.

БЕЛОМОРСКАЯ СЕРИЯ АРХЕЯ КЕМСКО-БЕЛОМОРСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНОЕ БЕЛОМОРЬЕ)

В течение ряда десятилетий изучению чрезвычайно сложного по строению и петрографическому составу комплекса гнейсов, мигматитов и магматических пород Западного Беломорья уделялось большое внимание, но наиболее хорошо он изучен лишь в северо-западной части (Чупино-Лоухский район), где сосредоточены известные промышленные месторождения слюды и керамического сырья. Наиболее полные и разносторонние результаты изучения этого района приведены в монографии сотрудников ЛАГЕД (Шуркин и др., 1962), а по территории юго-восточной части Западного Беломорья в работе геологов ВСЕГЕИ (Смирнова, Бабошин, 1967).

В предлагаемой статье кратко излагаются некоторые основные выводы автора по результатам совокупного изучения стратиграфии, тектоники и регионального метаморфизма беломорской серии архея слабо исследованной центральной части Западного Беломорья, проведенного им с группой сотрудников отдела геологии слюды Института геологии Карельского филиала АН СССР в 1964—1967 гг.¹

Несмотря на то, что эти выводы основываются главным образом на непосредственном изучении лишь одной трети территории распространения пород беломорской серии архея (между широтами ст. Амбарный — на севере и ст. Сосновец Октябрьской ж. д. — на юге), они имеют определенное значение для понимания важнейших вопросов геологии Беломорья, а также некоторых особенностей развития восточной части Балтийского щита.

Прежде чем перейти к изложению основных результатов исследования беломорской серии Кемско-Беломорского района, целесообразно кратко рассмотреть развитие взглядов и основные современные представления по стратиграфии, тектонике и метаморфизму беломорской серии Западного Беломорья.

Комплекс гнейсов, развитый вдоль западного побережья Белого моря, впервые стратиграфически был выделен В. М. Тимофеевым под названием «беломорской формации» и по возрасту отнесен к ботнийским образованиям архея (Тимофеев, 1935), а секущие его пегматиты и граниты «беломорского типа» — к постботнийским образованиям. П. К. Григорьев (Григорьев, 1935, 1937) и Н. Г. Судовиков (Судовиков, 1937, 1939) рассматривали беломорские гнейсы как свионийские образования, а прорывающие и мигматизирующие их граниты подраз-

¹ Излагаемые в данной статье результаты исследований беломорид были доложены автором на научной сессии по геологии и полезным ископаемым Карелии, посвященной 50-летию Советской власти (ноябрь 1967 г., г. Петрозаводск).

делили на постсвионийские и постботнийские, в соответствии со стратиграфическими схемами И. И. Седерхольма по Финляндии и А. А. Полканова по Кольскому полуострову. На основе обобщения имеющихся материалов по стратиграфии Северо-Западного Беломорья К. А. Шуркин предложил новую схему, в соответствии с которой формирование беломорского комплекса пород происходило эволюционно в единой архейской геосинклинальной зоне (Шуркин, 1959, 1960, 1962), завершившей свое формирование до начала развития карелид (Кратц, Шуркин, 1960), а на основе геохронологических данных (Полканов, Герлинг, 1960а, 1960б) беломорские гнейсы (1830—2100 млн. лет) были отнесены к верхнеархейским образованиям.

В результате широкого применения при исследованиях литолого-стратиграфического, структурно-стратиграфического методов было проведено расчленение беломорского комплекса на ряд толщ, свит, горизонтов. Однако до настоящего времени нет единого мнения о стратиграфии беломорской серии как относительно терминологии (свита, толща), количества стратиграфических единиц (3—8), так и последовательности их в разрезе, о чем свидетельствуют как опубликованные материалы Д. Т. Мишарева, Е. П. Чуйкиной, К. А. Шуркина, В. С. Смирновой, В. И. Шмыгалева и др., так и результаты геологосъемочных работ В. В. Сиваева, В. С. Степанова и ряда других геологов.

Отсутствие единства в понимании стратиграфии беломорской серии основывается в значительной мере на различии в представлениях о тектоническом строении беломорского комплекса. Е. П. Чуйкина, Л. В. Калафати, Н. В. Горлов и другие Беломорский блок рассматривают в целом как огромный синклинирий, ось которого проходит в пределах Кандалакшской губы Белого моря, и породы беломорского комплекса, слагающие его юго-западное крыло, по их мнению, имеют моноклиналиное, нормальное стратиграфическое залегание.

По мнению других исследователей (Шуркин и др., 1962; Мишарев и др., 1960; Кратц, 1958; Смирнова, Бабошин, 1967), Беломорский блок имеет сложное внутреннее строение и в пределах Карелии состоит из трех крупных структурных форм: Западного антиклинория, Ёнско-Лоухского синклиниория и Приморского антиклинория. По данным К. А. Шуркина, Ёнско-Лоухский синклинирий замыкается в районе оз. Энгозера, в то время как, по мнению В. С. Смирновой (Смирнова, Бабошин, 1967), синклинальная структура Онежского района Архангельской области является естественным продолжением Ёнско-Лоухского синклиниория (Ёнско-Лоухско-Онежский синклинирий).

Специфической особенностью тектонического строения беломорид является существование взаимно пересекающихся систем складок, что не характерно для обрамляющих беломориды линейно-складчатых сооружений карелид. Н. Г. Судовиков, в результате систематического изучения структур беломорид, пришел к выводу, что различно ориентированные в нем системы складок возникли в две самостоятельные эпохи архейского диастрофизма, а общая структура Беломорья рассматривается как сложное сочетание разновозрастных архейских и частью протерозойских структур (Судовиков, 1939, 1958).

Принципиально иную точку зрения на возраст складчатых структур Беломорья высказал К. А. Шуркин (Шуркин и др., 1962), согласно которой различно ориентированные складки сформировались в течение одной эпохи складкообразования.

При изучении беломорского комплекса вопросам метаморфизма уделялось сравнительно мало внимания. Ранние работы в основном

касались частных вопросов метаморфического минералообразования. К их числу следует отнести исследования В. И. Лебедева, Л. А. Косого и Ю. С. Неуструева (Лебедев, 1951, 1959 и др.; Косой, 1936, 1938; Неуструев, 1938, 1939).

Достаточно полную характеристику метоморфизма пород Западного Беломорья дал Н. Г. Судовиков (Судовиков, 1937, 1939, 1947, 1957, 1964 и др.). В работах К. А. Шуркина по Беломорью также уделено значительное внимание вопросам метаморфизма. Однако, во всех исследованиях по метаморфизму главное внимание уделялось широко развитым в Беломорье проявлениям ультраметаморфизма. В отношении регионального метаморфизма до настоящего времени общепризнанным является мнение Н. Г. Судовикова и К. А. Шуркина, что геосинклинальные отложения беломорской серии претерпели вначале региональный метаморфизм в условиях амфиболовой и частью эпидот-амфиболитовой фации, за которым последовали один (Шуркин и др., 1962) или два (Судовиков, 1955) этапа ультраметаморфизма.

Как будет показано ниже, фактический материал, полученный при исследованиях Кемско-Беломорского района, позволяет по-новому решать некоторые вопросы стратиграфии, тектоники и регионального метаморфизма беломорской серии сравнительно с тем, как они решались в соответствии с вышеизложенными представлениями, широко распространенными в настоящее время.

Кемско-Беломорский район представляет собой центральную часть области распространения беломорского комплекса пород архея в Западном Беломорье. С севера исследованный район ограничен оз. Энгозером, с запада и юго-запада — полем развития суперкрупных образований протерозоя Восточно-Карельской синклинойной зоны, с востока — западным побережьем Белого моря (до г. Беломорска) и на юге — ж. д. ст. Сосновец — оз. Шуйозеро.

Исследования показали, что беломорская серия в рассматриваемом районе состоит из четырех последовательно залегающих в разрезе свит: керетской, хетолабинской, лоухской и чупинской, в соответствии с терминологией, применяемой К. А. Шуркиным и другими для стратиграфических подразделений беломорской серии Северо-Западного Беломорья.

Нижняя керетская свита не является однородной по своему сложению и характеризуется закономерной сменой пород в разрезе. Однотонные неполосчатые средне- и мелкозернистые биотитовые, эпидото-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и гранито-гнейсы слагают нижнюю толщу свиты. Неполная установленная мощность этой толщи на юго-западе района достигает 2600 м. Выше в разрезе породы нижней толщи резко сменяются горизонтом амфиболитов и амфиболовых гнейсов, отделяющих верхнюю толщу керетской свиты, сложенную полосчатыми, нередко с эпидотом и мелкими зернами граната, биотитовыми, двуслюдянными, реже амфиболсодержащими гнейсами с прослоями амфиболитов, количество и мощность которых увеличивается в верхних частях разреза. Мощность верхней толщи достигает 2000 м. Общая установленная мощность обнаженной части керетской свиты достигает 4600 м. Необходимо отметить, что многими исследователями (Косой, 1938; Шуркин и др., 1962; и др.) среди гнейсов керетской свиты Северо-Западного Беломорья отмечается горизонт амфиболитов и амфиболсодержащих пород, аналогичный горизонту, установленному в Кемско-Беломорском районе, по которому керетская свита разделена на две толщи. Так же, как и в Северо-Западном Беломорье, породы

керетской свиты рассматриваемого района являются самыми древними образованиями, о чем свидетельствует их залегание в ядрах антиклинальных структур, крылья которых сложены амфиболитами и гнейсами хетоламбинской свиты.

Хетоламбинская свита разделяется на две последовательные в разрезе толщи. Нижняя толща сложена амфиболитами с прослоями кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых и амфиболсодержащих биотитовых гнейсов. Мощность нижней толщи варьирует в пределах 700—1600 м. Верхняя толща характеризуется широким развитием переслаивающихся амфиболовых и амфиболсодержащих биотитовых гнейсов и амфиболитов, среди которых изредка встречаются маломощные прослои и линзы кианито-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов. Переслаивание местами характеризуется четко выраженной ритмичностью. Мощность верхней толщи 800—1000 м. Общая мощность хетоламбинской свиты 1500—2600 м.

По литологическому составу хетоламбинская свита Кемско-Беломорского района в целом аналогична хетоламбинской свите Северо-Западного Беломорья, занимает аналогичное положение в стратиграфической схеме, но по своему внутреннему строению отличается приуроченностью амфиболитов к низам разреза свиты, а не к ее верхам, как в Северо-Западном Беломорье (Шуркин и др., 1962).

Лоухская свита сложена преимущественно лейкократовыми плагиогнейсами, амфиболитами, кианито-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами. Характерной особенностью строения свиты является частая перемежаемость слагающих ее пород при изменении количественных соотношений пород от подошвы к кровле свиты. Низы свиты преимущественно сложены амфиболитами и глиноземистыми гнейсами, а верхняя часть — биотитовыми гнейсами, среди которых преобладают лейкократовые гнейсы, являющиеся типичными образованиями данной свиты. В отличие от хетоламбинской свиты в составе лоухской свиты значительно шире развиты высокоглиноземистые гнейсы, тогда как амфиболсодержащие гнейсы (типичные образования хетоламбинской свиты) имеют незначительное распространение. Мощность лоухской свиты в исследованном районе достигает 600 м.

О более высоком положении в разрезе лоухской свиты по отношению к хетоламбинской свите свидетельствует то, что образования лоухской свиты слагают ядра синклинальных складок, крылья которых сложены породами хетоламбинской свиты. Верхняя граница лоухской свиты, местами подчеркиваемая горизонтом амфиболитов, устанавливается по резкой смене в разрезе лейкократовых биотитовых гнейсов монотонной толщей гранато-биотитовых гнейсов чупинской свиты.

Чупинская свита, венчающая разрез беломорской серии в рассматриваемом районе, сложена серыми, мелкозернистыми гранато-биотитовыми гнейсами, иногда содержащими незначительное количество кианита. Эта свита установлена лишь на самом севере района, в пределах центральной части, так называемой Энгозерской мульды, где составляющие ее гнейсы также К. А. Шуркиным (Шуркин и др.; 1962) рассматривались в качестве образований чупинской свиты. Мощность сохранившейся части разреза чупинской свиты здесь не превышает 350 м.

Общая мощность установленной части разреза беломорской серии в Кемско-Беломорском районе варьирует около 6500—8000 м.

Исследования показали, что выделенные в беломорской серии архея Кемско-Беломорского района четыре свиты по своим фациально-литологическим особенностям полностью соответствуют керетской, хе-

толамбинской, лоухской и чупинской свитам беломорской серии в Северо-Западном Беломорье, выделенным здесь К. А. Шуркиным (Шуркин и др., 1962).

В последние годы, в связи с проведением научно-исследовательских и геологосъемочных работ предложен ряд стратиграфических схем беломорской серии рассматриваемого района (Степанов, 1967; Смирнова, Бабошин, 1967), при сравнении которых выявляются основные, принципиальные различия в понимании стратиграфии архея Кемско-Беломорского района. Кратко рассмотрим некоторые, наиболее дискуссионные вопросы, возникающие при сравнении предлагаемой схемы со стратиграфической схемой В. С. Смирновой. Биотитовые гнейсы, слагающие обширные площади в Беломорском районе, В. С. Смирнова (Смирнова, Бабошин, 1967) выделила под названием кандской толщи, залегающей выше шуерецкой толщи.

Исследования показали, что указанные гнейсы по литолого-фациальному составу, степени метаморфизма и структурному положению аналогичны образованиям керетской свиты Северо-Западного Беломорья и являются самыми древними образованиями беломорской серии, о чем свидетельствуют и результаты геологосъемочных работ (Степанов, 1967).

Имеющийся фактический материал свидетельствует, что выделенная В. С. Смирновой, в составе беломорской серии, шуерецкая толща по литолого-фациальному составу и положению в разрезе относится к образованиям хетоламбинской свиты.

Развитая на юге и юго-западе рассматриваемого района гнейсо-сланцевая толща, сложенная в низах разреза преимущественно ставролитом-кианитом-гранатом-биотитом, ставролитом-гранатом-биотитом, гранатом-биотитом гнейсами и сланцами с пропластками амфиболитов, которые выше в разрезе сменяются сланцами, перемежающимися со слюдистыми кварцитами, кварцевыми гравелитами, амфиболитами, В. С. Смирновой отнесена к образованиям беломорской серии архея под названием ёнской толщи, залегающей согласно на гнейсах кандской толщи. Исследования показали, что по своему литолого-фациальному составу данная толща не находит аналогов среди образований беломорской серии Кемско-Беломорского района. Глиноземистые породы рассматриваемой толщи отличаются от соответствующих пород, развитых в беломорской серии, по внешнему облику (структурно-текстурным особенностям), по парагенезису слагающих их минералов, общеваловому химическому составу, степени метаморфизма (особенно по характеру его проявления — фактически отсутствуют данные, указывающие на значительные проявления в них процессов ультраметаморфизма) и ряду других особенностей и являются аналогом нижнепротерозойских образований Карелии. Залегание гнейсо-сланцевой толщи на образованиях керетской свиты, которые слагают ядра антиклинальных структур беломорид (самые древние, известные в настоящее время образования беломорской серии), и частью хетоламбинской свиты свидетельствует о наличии структурного несогласия между ними и о значительном перерыве, который предшествовал отложению осадков, слагающих гнейсо-сланцевую толщу на глубоко размытых складчатых сооружениях беломорид.

Совокупность геолого-структурных и литолого-петрологических данных по изучению суперкрупных образований карелид и беломорид позволяют эту гнейсо-сланцевую толщу отнести к образованиям нижнего протерозоя.

Беломорская серия архея имеет исключительно сложное тектоническое строение благодаря развитию структурных элементов различных возрастов и типов. Общая структура Беломорского блока в исследованном районе представляет сложное сочетание разновозрастных (архейских и протерозойских) структур, то есть различно ориентированные складки беломорской серии возникли в результате наложения карельской (нижнепротерозойской) фазы складчатости на складчатую систему беломорид архея.

В Кемско-Беломорском районе четко выделяются три крупные структуры, возникшие в результате архейского диастрофизма: синклиний и ограничивающие его с юго-запада и северо-востока антиклинории, являющиеся непосредственными продолжениями Енско-Лоухского синклиория и Западного и Приморского антиклинориев, установленные в Северо-Западном Беломорье (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962), но в отличие от более северных районов эти структуры запрокинуты на северо-восток. Западный антиклинорий, сложенный образованиями керетской свиты, прослеживается с северо-запада от оз. Кереть на юго-восток в район нижнего течения р. Выг и далее вдоль Ветреного пояса. Приморский антиклинорий, также сложенный гнейсами керетской свиты, на юго-востоке в районе о. Б. Олений погружается в Белое море.

Располагающийся между Западным и Приморским антиклинориями, синклиний сложен преимущественно образованиями хетоламбинской свиты и лишь только в менее эродированных участках его приосевой части сохранились отложения лоухской и чупинской свит беломорской серии.

Представление К. А. Шуркина о том, что Енско-Лоухский синклиний замыкается в районе оз. Энгозера, не согласуется с результатами наших исследований и с данными геологической съемки (Степанов, 1967).

К югу от оз. Энгозера происходит незначительное воздымание оси синклиория, который продолжается далее на юго-восток до дер. Поньгома, где погружается в Белое море. Вследствие этого целесообразно этот синклиний назвать Енско-Лоухско-Беломорским или Енско-Лоухско-Онежским (Смирнова, Бабошин, 1967).

В то же время исследования показали, что хотя Западный и Приморский антиклинории прослеживаются вдоль всей полосы развития беломорид, они не являются стабильными структурами. По существу они представляют собой ряд антиклинальных поднятий, разобщенных синклинальными прогибами, расположенными нормально или под углом к простирацию антиклинориев.

Кроме Западного, Приморского антиклинориев и Енско-Лоухско-Беломорского синклиория, в пределах района выделяется ряд антиклинальных и синклинальных структур второго и более низкого порядков, имеющих в общем согласное с главными структурами северо-западное простираение. Оси всех этих структур в плане изогнуты.

Исследования показали, что в Кемско-Беломорском районе так же, как и на юго-западе Кольского полуострова (Эз, 1967), в породах различного литологического состава, слагающих беломорскую серию, широко развиты мелкие складки с размахом крыльев от сантиметров до нескольких метров. Изучение этих складок показало, что образования беломорской серии неоднократно подвергались складчатой деформации, о чем свидетельствует смятие в складки осевых плоскостей более ранних складок. Чаще всего изогнутыми повторно являются сильно сжатые, изоклинальные складки с осевыми плоскостями, запро-

кинутыми на север, северо-восток. Нередко размеры складок с изогнутыми осевыми плоскостями достигают нескольких десятков метров. Установлено, что более поздними складками, наложенными на ранее существовавшие, являются складки с осевыми плоскостями северо-восточного простираения (СВ 10—40°) и падением, близким к вертикальному, а оси их имеют устойчивое погружение на юго-запад 190—220° под углом в среднем 30°. Эти складки местами усложнены складками волочения, которые по отношению к более ранним складкам выглядят как «обратные» складки волочения.

Осевые плоскости ранних изоклинальных складок имеют простираение от субмеридионального через широтное до северо-восточного, в зависимости от степени их изгибания более поздней складчатостью, а следовательно, и от пространственного положения ранних складок во вновь сформированных складчатых структурах северо-восточного простираения.

Результаты статистического анализа поведения минеральной линейности (В-линейности), осей и осевых плоскостей складок так же, как и непосредственные полевые наблюдения, свидетельствуют о том, что суперкrustальные образования беломорской серии рассматриваемого района претерпели по крайней мере две фазы складчатости, и в результате наиболее поздней из них возникла система складок северо-восточного простираения.

При изучении суперкrustальных образований нижнего протерозоя, которые с юго-запада оконтуривают полосу развития пород беломорской серии, были установлены складчатые структуры северо-восточного простираения, конкордантные с северо-восточными структурами беломорской серии и дискордантные по отношению к северо-западным структурам беломорид. Результаты структурного анализа свидетельствуют, что в нижнепротерозойских породах так же, как и в архейских, оси малых складок и минеральная линейность погружаются в основном на юго-запад 190—220° под углами 30—40°, то есть минеральная линейность является сквозной как для архейских, так и для нижнепротерозойских пород.

Таким образом, формирование складчатых структур северо-восточного простираения как в пределах района развития пород беломорского комплекса, так и в зоне сочленения их с протерозойскими образованиями, происходило одновременно, в период нижнепротерозойской складчатости, чем и объясняется согласное простираение кристаллизационной сланцеватости архейских образований Беломорского блока со структурами нижнепротерозойских отложений, на что обращали внимание многие исследователи этого района. Объясняли это явление реоморфизмом архейских пород в период карельской складчатости, но считали, что он проявлялся лишь в узкой зоне по контакту с карелидами.

Исследования показали, что реоморфизм и структурная перестройка охватили весь беломорский комплекс пород, который был вовлечен в протерозойскую складчатость, о чем свидетельствуют также результаты изучения метаморфизма.

Исследования показали, что после формирования складчатых структур северо-восточного простираения беломорский комплекс пород был подвержен деформациям, которые имели в основном дизъюнктивный характер, и наиболее интенсивно они проявились в краевых зонах развития беломорид, особенно вдоль приконтактной зоны с карелидами. Эти деформации происходили в период формирования складчатых структур протерозоя, северо-западного простираения, когда беломорский комплекс находился в жестком состоянии. Необходимо

отметить, что роль разрывных нарушений разного возраста, изучение которых в настоящее время только начато, в тектоническом строении рассматриваемого района исключительно велика и исследование их имеет важное значение в связи с их ведущей ролью в размещении и развитии пегматитов, а также интрузивных магматических комплексов.

Изучение регионального метаморфизма в совокупности с данными стратиграфии, тектоники и магматизма показало, что слагающие беломорскую серию суперкрустальные образования архея претерпели ряд этапов регионального метаморфизма и что породы, слагающие беломорской комплекс, являются по существу полиметаморфическими образованиями.

Изучение химического состава пород и ряда минералов, минеральных ассоциаций показало, что ряд пород беломорской серии могут рассматриваться как образования гранулитовой фации регионального метаморфизма. К ним относятся гранато-биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы (гранат содержит свыше 35% пиропы), так называемые (Е. den Tex и др., 1962; Маракушев, 1965) эклогитоподобные породы (состоят из граната — 10—35%, пироксена — 15—40% и плагиоклаза — 10—65%) и псевдоэклогиты (состоят из граната — 15—30% и пироксена — 50—70%) и частью кальцифиры (кальцит содержит около 11% магнетита). Породы гранулитовой фации распространены повсеместно в рассматриваемом районе среди пород амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (прослон, участки неправильной формы и пр.) и ультраметаморфизма (субстрат агматитов, небулитов и пр.).

Отличительной особенностью пород гранулитовой фации Западного Беломорья является повсеместное отсутствие в них гиперстена и гранулитовых текстур, характерных для гранулитовых пород Кольского полуострова, Алдана и Анабара, аналогично породам Кокчетавского массива Центрального Казахстана (Трусова, 1956). Отсутствие гиперстена в породах гранулитовой фации Западного Беломорья, по-видимому, объясняется не более высоким, чем гранулитовая фация, метаморфизмом (Waard, 1965) и не условиями высоких давлений при метаморфизме (Е. den Tex, 1965), а особенностями химизма первоначально метаморфизованных осадков и, в первую очередь, относительной обогащенностью их кальцием. Это согласуется с высказываниями А. А. Маракушева (Маракушев, 1965) о том, что ассоциация диопсид — альмандин с высоким содержаниемgrossуляра исключает существование гиперстена вследствие высокого потенциала кальция.

Исследованиями установлено, что породы гранулитовой фации регионального метаморфизма подверглись диафторезу в условиях амфиболитовой фации во время формирования складчатых структур северо-восточного простирания, причем, региональный диафторез амфиболитовой фации пород беломорского комплекса предшествовал во времени процессам ультраметаморфизма. В результате диафтореза породы гранулитовой фации беломорской серии, в зависимости от их состава, преобразуются в гранатовые амфиболиты, кианито-гранато-биотитовые и прочие гнейсы, характеризующиеся как минеральными ассоциациями, так и химическими составами минералов (граната, амфибола, биотита, плагиоклаза), типичными для амфиболитовой фации. Широкое распространение в Беломорье диафторитов амфиболитовой фации, среди которых образования гранулитовой фации сохранились лишь в виде реликтовых участков, которые могли быть установлены только с помощью всестороннего целенаправленного изучения и анализа химиче-

ского состава пород и минералов, по-видимому, и обусловили донные существующее представление о том, что геосинклинальные образования беломорской серии претерпели лишь прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой и частью эпидот-амфиболитовой фаций и ультраметаморфизм.

Изучение нижнепротерозойских суперкрустальных образований в зоне сочленения беломорид с карелидами показало, что они претерпели прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации в период ранней фазы карельской складчатости. Во время прогрессивного регионального метаморфизма геосинклинальных отложений нижнего протерозоя породы беломорского комплекса фундамента подверглись региональному диафторезу также в условиях амфиболитовой фации, о чем, кроме результатов изучения метаморфизма этих разновозрастных комплексов пород, свидетельствуют данные исследований тектоники, кратко изложенные ранее. Основной отличительной особенностью метаморфизма этих комплексов является то, что региональный диафторез, более глубоко залегающих пород беломорской серии фундамента, сопровождался ультраметаморфизмом, проявления которого не установлены в суперкрустальных образованиях нижнего протерозоя.

Суперкрустальные образования беломорской серии кроме регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации, последующего диафтореза амфиболитовой фации и ультраметаморфизма были подвержены региональному метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации, который наиболее интенсивно проявился в пределах отдельных зон, особенно в зоне сочленения беломорид и карелид. Диафторезу эпидот-амфиболитовой фации также подвержены нижнепротерозойские суперкрустальные образования, ранее претерпевшие прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации. Эти метаморфические преобразования связаны с проявлениями тектонической фазы карельской складчатости в конце нижнего протерозоя.

Исследования метаморфизма показали, что суперкрустальные образования беломорской серии архея претерпели не менее трех, разделенных во времени этапов регионального метаморфизма. Интенсивность проявления регионального метаморфизма изменялась от наиболее высокой степени в ранний архейский этап (гранулитовая фация) до эпидот-амфиболитовой в конце нижнего протерозоя.

В заключение основные выводы по изучению стратиграфии, тектоники и регионального метаморфизма могут быть обобщены в следующем виде:

1. Установлено, что беломорская серия архея Кемско-Беломорского района по вещественному составу и стратиграфическому разрезу аналогична беломорской серии Чулино-Лоухского района Северо-Западного Беломорья и представляет собою образование единой геосинклинальной зоны, а не различных (по мнению Е. П. Чуйкиной, внутренней и внешней) зон архейской геосинклинали.

Выделяемая ранее в составе беломорской серии ёнская толща относится к образованиям нижнего протерозоя.

2. Наиболее крупные структурные формы архейского возраста, установленные в рассматриваемом районе, являются непосредственным продолжением Западного, Приморского антиклинория и Ёнско-Лоухского синклинория Северо-Западного Беломорья. Архейские структуры усложнены наложенными протерозойскими структурами карелид. Структурные элементы двух выделяемых в карельской складчатости (Кратц, 1963) фаз установлены в пределах района распространения пород беломорского комплекса.

3. Геосинклинальные отложения беломорской серии претерпели ряд этапов регионального метаморфизма, в результате которых возникли породы, являющиеся по существу полиметаморфическими образованиями. Этапам регионального метаморфизма соответствуют во времени этапы тектонических процессов.

4. По геологическому развитию Кемско-Беломорский район имеет значительное сходство с другими районами Карелии. Наиболее существенной особенностью рассматриваемого района является лишь то, что здесь фундамент карелид представлен типичными геосинклинальными образованиями беломорской серии, в то время как на остальной территории Карелии он сложен в основном гранитоидами различного генезиса.

Следовательно, геологическое формирование беломорского комплекса не завершилось в архее до начала развития карелид (Шуркин и др., 1962; Кратц, Шуркин, 1960), а продолжалось в нижнем протерозое, и общая структура Беломорья представляет собою сочетание архейских и протерозойских структур.

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, ОНТИ—НКЛТЛ, вып. 37, 1935.

Григорьев П. К. Слюдяные пегматиты Северной Карелии. В кн.: «Слюды СССР», ОНТИ, 1937.

Косой Л. А. Архейские известняки и генезис беломорской толщи Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 10, т. II, вып. 3, 1936.

Косой Л. А. Геолого-петрографический очерк Керетского района Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв.-географ., № 26, 1938.

Кратц К. О. Тектоника восточной части Балтийского щита. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника, Госгеоллиздат, 1958.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД, вып. 16, 1963.

Кратц К. О., К. А. Шуркин. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. В сб.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). Изд. АН СССР, 1960.

Лебедев В. И. К вопросу о процессах образования друзитов, пироксено-гранатовых амфиболитов и амфиболитов. Тр. Лен. общ. естествоиспыт., т. 68, вып. 2, 1951.

Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья. Вестн. ЛГУ, сер. геол.-географ., вып. 3, № 18, 1959.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. «Наука», 1965.

Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1960.

Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород района Чупа—Тикшозеро в Северной Карелии. Тр. Лен. геол. треста, вып. 20, 1938.

Неуструев Ю. С. Карелиды Северной Карелии. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгр., т. 2, 1939.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Применение K-Ag и Pb-Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960а.

Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. Межд. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 3 «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций», изд. АН СССР, 1960б.

Степанов В. С. К тектонике и стратиграфии беломорских образований восточной части Кемского района Карельской АССР. Тезисы докл. научн. сессии по геологии и полезным ископаемым Карелии. Петрозаводск, 1967.

Смирнова В. С., В. А. Бабошин. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитовосность архейских образований Юго-Западного Беломорья. «Недра», 1967.

Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. Геологический очерк окрестности Шуерецкой. Геологический очерк Куземо-Поньгомского райо-

на. Геологический очерк Чупинского района. Геологический очерк Кандалакшского района. Междунар. геол. конгресс, XVII сессии, Северная экспедиция Карельской АССР, 1937.

Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Зап. Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Тр. Лен. геол. упр., вып. 19. Л., ГОНТИ, ЛГУ, 1939.

Судовиков Н. Г. Структура будинажа в гранитизированных областях (по материалам исследования архея Зап. Беломорья), ДАН СССР, т. VIII, № 8, 1947.

Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. Тр. ЛАГЕД, № 5, 1955.

Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии. Тр. ЛАГЕД, № 7, 1957.

Судовиков Н. Г. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований. Тр. междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956). Докл. по стратиграфии докембрийских отложений, изд. АН СССР, 1958.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. В кн.: «Петрография СССР», серия I (региональная петрография), вып. 5, 1935.

Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. Советская геология, сб. 51, 1956.

Шуркин К. А. Геологическая история Западного Беломорья (резюме доклада на заседании Лен. общ. естествоиспыт., 14 мая, 1958). Тр. Лен. общ. естествоиспыт., вып. 1, 1959.

Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). Тр. Лагед АН СССР, вып. 14, 1962.

Эз В. В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. Геотектоника, № 3, 1967.

E. den Tex. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. on Mijlbouw, № 4, 1965.

E. den Tex, D. E. Vogel. A granulitgebirge at cabo ortegal (N. W. Spain). Geologische Rundschau, 52, № 1, 1962.

Waard Dirk de. A proposed subdivision of the granulite facies. Amer. J. Sci., 263, № 5, 1965.

ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД БЕЛОМОРСКОЙ СЕРИИ В ПЕРИОД УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА (РАЙОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ)

Глиноземистые гнейсы в Беломорье издавна привлекали внимание геологов в связи с тем, что к ним приурочены мусковитовые пегматитовые жилы. Несмотря на это, до сих пор остаются неизученными не только вопросы, касающиеся роли этой среды в формировании пегматитов, но и общие вопросы химизма, генезиса и метаморфизма глиноземистых пород Беломорья. Общеизвестным считается мнение, что кианитовые гнейсы являются образованиями регионального метаморфизма, а кианит — критическим минералом, указывающим на кианит-ставролитовую субфацию амфиболитовой фации. При этом, мелкозернистая разновидность кианитовых гнейсов К. А. Шуркиным (Шуркин и др., 1962) рассматривается как домигматитовые образования амфиболитовой фации. В процессе мигматизации они были перекристаллизованы в крупнозернистые с сохранением первоначального парагенезиса. По мнению В. В. Жданова (Жданов, 1959), мелкий кианит в этих породах является более поздней генерацией, образовавшейся в результате растворения кианита из кианитовых гнейсов, переноса и переотложения его в виде мелких зерен в гнейсах, не содержащих кианита.

Изучение глиноземистых гнейсов Беломорья показало, что образование большинства кианитовых гнейсов связано с процессами мигматизации и ультраметаморфизма, имевшими в этап диафтореза амфиболитовой фации региональное развитие.

Наиболее распространены в беломорской серии кианитовые гнейсы. Они характеризуются среднезернистым или крупнозернистым строением, отчетливой гнейсовидностью и полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос, обогащенных цветными минералами, и лейкократовых полос.

Кианитовые гнейсы состоят из кварца (10—45%), плагиоклаза (10—65%), биотита (от 10—20 до 30%), граната (от 3—10 до 20%) и кианита (2—20%). Плагиоклаз в них представлен олигоклаз-андезином (28—32% An), биотит окрашен в коричневый и красно-коричневый цвет ($N_g = N_m = 1,629 - 1,638$ до 1,642), гранат — пироп — альмандинового ряда ($N = 1,793 - 1,803$, $d = 4,034 - 4,065$, $a^\circ = 11,50 - 11,52$), кианит имеет $cN_g = 32^\circ$, $2v = -83^\circ$ (X).

Менее распространены мелкозернистые слабомигматизированные

гранато-биотитовые гнейсы с кианитом. В зависимости от степени мигматизации наблюдаются переходы от массивных или слабогнейсовидных разновидностей к порфиробластическим, линзовиднополосчатым и полосчатым. В их состав входят кварц (40—45%), плагиоклаз (20—55%), биотит (10—20%), гранат (2—10%), (ед. зн. —3—5%) и микроклин (0—3%). Наряду с плагиоклазом № 29—42 встречается олигоклаз № 22—26, $Ng = N_T$ биотита—1,623—1,629. Гранат характеризуется следующими константами: $N = 1,793$, $d = 3,965—4,069$, $a^\circ = 11,50$, мелкозернистый кианит имеет $cNg = 27^\circ$, $2v = -84^\circ (\times)$.

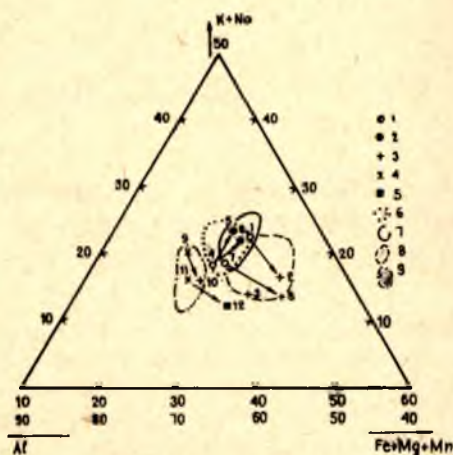


Рис. 1. Диаграмма Al — (Na+K) — (Fe+Mg+Mn), отражающая состав различных петрографических и генетических разновидностей глиноземистых и высокоглиноземистых пород, а также направление изменения их состава при мигматизации и метасоматических изменениях в экзоконтактах пегматитовой жилы:

1 — мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы; 2 — гранато-биотитовые с кианитом гнейсы; 3 — кианито-гранато-биотитовые гнейсы; 4 — немигматизированные мелкозернистые кианито-гранато-биотитовые гнейсы; 5 — мусковитизированные кианито-гранато-биотитовые гнейсы; 6 — поле составов группы мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов; 7 — группы гранато-биотитовых с кианитом гнейсов; 8 — группы кианито-гранато-биотитовых гнейсов глиноземистого состава; 9 — группы высокоглиноземистых кианито-гранато-биотитовых гнейсов.

Номера проб соответствуют таковым в таблицах.

По химизму выделяются группы глиноземистых и высокоглиноземистых гнейсов. Последние встречаются в Беломорье крайне редко. Это мелкозернистые и среднезернистые мигматизированные и немигматизированные кианитовые гнейсы. Для них, как правило, характерен более железистый красно-коричневый биотит ($Ng = N_m = 1,636—1,651$) и более кислый плагиоклаз (23—25% An). Но только химический состав является надежным критерием их отличия. На диаграмме (рис. 1) с координатами—Al, щелочи и фемические компоненты, отчетливо видно их обособленное положение относительно групп гнейсов глиноземистого состава, содержащих небольшой избыток глинозема.

К группе глиноземистых пород относится подавляющее большин-

Большой интерес представляют мелкозернистые немигматизированные массивные или слабополосчатые гранато-биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, которые в Чупино-Лоухском промышленном районе получили название «сухие». Среди них можно выделить лейкократовую и меланократовую разновидности. Последние характеризуются большим, чем в лейкократовых, содержанием граната, биотита и кварца и меньшим содержанием плагиоклаза—андезина № 29—42. Биотит имеет специфическую оранжевую, красно-коричневую и желто-коричневую окраску ($Ng = N_T = 1,624—1,629$). Гранат малинового цвета образует мелкие чистые зерна или мелкие порфиробластические выделения с включениями биотита и кварца (рис. 4а). N граната = 1,780—1,781, $d = 3,961—4,028$, $a^\circ = 11,50$.

Кроме того, в беломорской серии этого района встречаются среднезернистые, реже крупнозернистые мигматизированные гранато-биотитовые гнейсы, а также мелкозернистые немигматизированные кианитовые гнейсы с содержанием кианита до 10%.

ство гранато-биотитовых, кианитсодержащих и кианитовых гнейсов беломорской серии, в том числе и гнейсы, вмещающие промышленные мусковитовые пегматитовые жилы.

В результате изучения глиноземистых гнейсов было выявлено, что гранато-биотитовые, гранато-биотитовые с кианитом и кианито-гранато-биотитовые гнейсы не являются самостоятельными литологическими разновидностями, отражающими состав первоначальных пород, а представляют собой различные стадии преобразования при мигматизации и гранитизации. Материнскими породами являются немигматизированные гранато-биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, которые часто наблюдаются в виде реликтов среди среднезернистых кианито-гранато-биотитовых гнейсов (рис.

2). Такие взаимоотношения наблюдались на озере Заячьем, в районе губ Рябинина и Нечаева на Белом море, на месторождении Тэдино, на оз. Энгозере, в нижнем течении р. Куземы и других местах. Гранато-биотитовые гнейсы слагают здесь субстрат агматитов или теневого мигматита, а кианито-гранато-биотитовые гнейсы являются своеобразными гранито-гнейсами, образовавшимися в результате коренного изменения субстрата.

При этом, гранато-биотитовые гнейсы имеют структурные элементы, резко несогласные относительно структур в кианито-гранато-биотитовых гнейсах. Таким образом, времени образования кианитовых гнейсов соответствует свой этап деформаций.

В участках постепенного нарастания степени мигматизации наблюдаются постепенные переходы от гранато-биотитовых к кианито-гранато-биотитовым гнейсам. Переходные разности, характеризующиеся порфиробластическими и линзовидно-полосчатыми, массивными и слабегнейсовидными текстурами, представлены гранато-биотитовыми гнейсами с мелким кианитом.

В процессе мигматизации меняется петрографический состав породы, происходит перекристаллизация и новообразование минералов. Изменения выражаются в увеличении количества биотита относительно граната. Наряду с плагиоклазом гранато-биотитовых гнейсов (29—42%

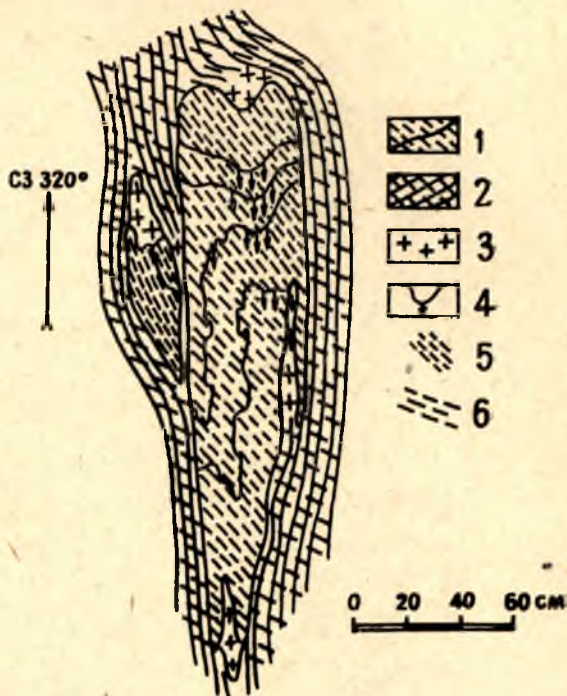


Рис. 2. Реликты мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов гранулитовой фации метаморфизма среди кианито-гранато-биотитовых гнейсов. Губа Нечаева, Белое море:

1 — гранато-биотитовые гнейсы; 2 — кианито-гранато-биотитовые гнейсы; 3 — пегматоидные обособления; 4 — направление погружения осей мелких складок в гранато-биотитовых гнейсах; 5 — гнейсовидность в гранато-биотитовых гнейсах; 6 — поздняя гнейсовидность в кианито-гранато-биотитовых гнейсах

An) появляется более кислый плагиоклаз (22—26% An) и микроклин (до 3%), отмечается небольшое увеличение содержания кварца, образуется кианит.

Гранат в слабомигматизированных гнейсах, как правило, крупнее и чище, чем в гранато-биотитовых гнейсах. По-видимому, в начальные стадии происходила его перекристаллизация. В последующем он резорбируется образующимися по нему биотитом и кианитом. Агрегаты мелких зерен кианита вместе с биотитом, олигоклазом и кварцем заполняют трещины и интерстиции зерен граната (рис. 3, 46). Кианит в этих породах ассоциирует вместе с биотитом, он расположен вблизи зерен граната и в лейкократовой части не встречается. Отчетливо проявляется зависимость между образованием по гранату биотита и кианита и появлением в породе микроклина, который присутствует здесь в количестве до 3%.



Рис. 3. Агрегаты мелких зерен кианита вместе с биотитом заполняют интерстиции и трещины в зернах граната. Характерно для начальной стадии образования кианитовых гнейсов при слабой мигматизации. Губа Нечаева, Белое море. Без анализатора, ув.+23.

В кианито-гранато-биотитовых гнейсах, отражающих следующую стадию развития процесса мигматизации и ультраметаморфизма, наблюдается полная перекристаллизация минералов с изменением их состава.

Рисунок 4 отражает последовательность преобразования гранато-биотитовых гнейсов в кианито-гранато-биотитовые при мигматизации. Однако часто процесс преобразования остается незавершенным — стадия перекристаллизации не проявлена или проявлена не полностью, в таких случаях кианит остается мелкозернистым (северный берег оз. Заячьего и др.).

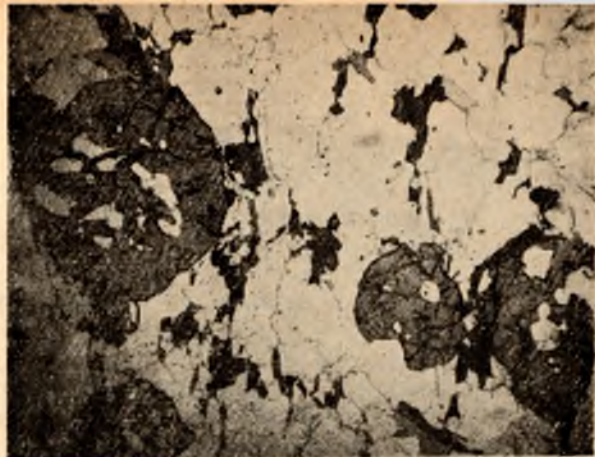
С другой стороны, по мелкозернистым гранато-биотитовым гнейсам при мигматизации образуются не только кианитовые, но и средне- и крупнозернистые гранато-биотитовые гнейсы без кианита. Это объяс-

няется особенностями химизма метатекта и первоначальных пород, представленных, как правило, лейкократовой разновидностью гранато-биотитовых гнейсов.

Не всегда среди кианитовых или гранато-биотитовых гнейсов удается найти реликты мелкозернистых гранато-биотитовых и, таким образом, достоверно установить их происхождение. И все же они встречаются даже среди крупнозернистых гнейсов (нижнее течение р. Куземы), являющихся продуктами высоких ступеней преобразования.

Зависимость образования кианита от мигматизации и от влияния гранитных тел особенно отчетливо устанавливается в участках, где преобладают мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы. Кианит здесь наблюдается в экзо- и эндоконтактах мелких пегматитовых прожилков, жил и тел гранитов. В контактах гранитных тел зоны кианитсодержащих пород большие, причем, количество кианита заметно уменьшается при удалении от контакта (устье р. Куземы).

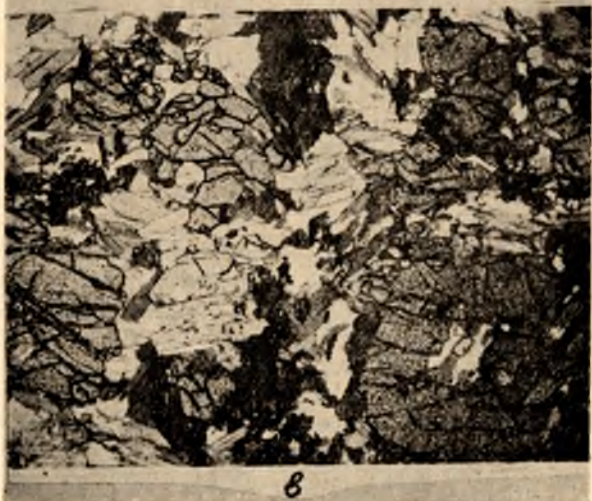
Однако не все кианитовые гнейсы образовались по гранато-биотитовым, а только гнейсы глиноземистого состава. В высокоглиноземистых же породах кианит содержится в домигматитовых ассоциациях, но в процессе мигматизации направленность изменения в них минералогического и химического состава та же (рис. 1).



а



б



в

Рис. 4. Последовательность преобразования при мигматизации мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов (а) в среднезернистые кианито-гранато-биотитовые (б) с промежуточной стадией (в условиях слабой мигматизации), характеризующейся образованием агрегатов мелких зерен кианита вместе с биотитом по гранату (в). Губа Нечаева, Белое море. Без анализатора, ув.+23

Сравнение химического состава первоначальных и преобразованных пород (табл. 1, рис. 1) показывает, что последние обогащаются K, Na, Al, Fe, Mg, содержание Ca и Si уменьшается (рис. 5). Такие же изменения наблюдаются в экзоконтактах пегматитовой жилы (табл. 1, пр. 11—12).

В этом процессе щелочи, по-видимому, являются подвижными компонентами, а фемические, так же, как и алюминий, остаются инертными.

Существование промежуточных разновидностей в ходе преобразований гранато-биотитовых гнейсов, различное направление векторов изменения состава от гранато-биотитовых к гранато-биотитовым с кианитом и к кианито-гранато-биотитовым гнейсам, а также различное положение на диаграмме (рис. 1) групп этих гнейсов относительно друг друга свидетельствуют о том, что процесс образования кианито-гранато-биотитовых гнейсов протекал по крайней мере в течение двух стадий.

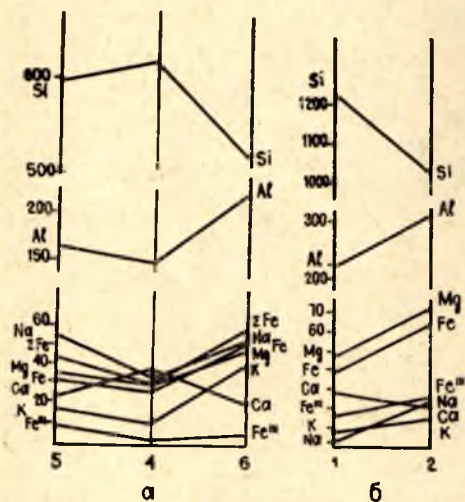


Рис. 5. Диаграмма изменения состава мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов при преобразовании их в гранато-биотитовые с кианитом (а) и кианито-гранато-биотитовые гнейсы (б). Химические составы пород пересчитаны по методу Барта

Первая стадия мигматизации характеризуется слабоинтенсивным калий-натриевым метасоматозом, в гранато-биотитовых с кианитом гнейсах (рис. 5а) наблюдается заметное увеличение содержания щелочей. При взаимодействии субстрата с более щелочным материалом метатекта, вероятно, происходила реакция нейтрализации, индикатором которой является появляющийся в породе мелкозернистый кианит, развивающийся вместе с биотитом по гранату. В этот этап отмечается деанортитизация плагиоклаза, а присутствующий микроклин фиксирует фазу непрореагировавшего калия.

Следующая стадия отвечает по химизму процессу слабого кислотного выщелачивания. Относительно гранато-биотитовых кианитовых гнейсов (рис. 5б) остаются обогащенными K, Na, Al, Fe и Mg, но относительно гранато-биотитовых с кианитом они содержат меньше щелочей и в первую очередь Na. Этим объясняется смещение состава группы кианитовых гнейсов в сторону обогащения фемическими компонентами. Степень этого смещения находится, по-видимому, в зависимости от содержания в породе кианита, которое возрастает в направлении вектора. Кианит здесь образуется уже не за счет граната, а за счет плагиоклаза. Это видно из сравнения количественного минералогического состава гранато-биотитового и образовавшегося по нему кианито-гранато-биотитового гнейса (табл. 2, пр. 1 и 2) — сумма темноцветных минералов не меняется, но отмечается уменьшение содержания плагиоклаза за счет увеличения кианита и кварца. В наиболее интенсивно преобразованных гнейсах (табл. 1, проба 3) плагиоклаз составляет всего 15—25% породы при содержании кианита до 20%. Таким

Таблица 1

Химический состав глиноземистых гнейсов Центральной части Западного Беломорья

№ проб	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Окислы												
SiO ₂	68,53	53,21	59,94	70,07	66,43	53,04	70,60	67,22	61,98	59,44	69,74	62,00
TiO ₂	0,73	0,98	0,89	0,53	0,58	0,73	0,60	0,85	0,94	1,13	0,74	0,73
Al ₂ O ₃	13,87	19,47	19,27	14,37	15,55	20,58	13,71	13,75	19,82	20,70	14,35	17,37
Fe O ₃	1,40	2,20	1,69	0,44	1,17	0,97	0,45	0,35	0,62	0,84	0,57	1,43
FeO	5,25	8,04	6,64	3,94	4,67	7,11	4,30	6,78	4,32	5,94	4,19	8,04
MnO	0,09	0,12	0,10	0,12	0,12	0,18	0,10	0,11	0,03	0,09	0,08	0,16
MgO	3,47	5,31	4,48	2,47	2,77	3,93	2,49	4,07	2,83	3,24	1,67	1,91
CaO	2,88	2,17	1,80	3,93	2,52	2,16	3,48	2,03	2,64	2,15	4,50	1,50
Na ₂ O	2,18	3,00	1,43	2,08	3,31	3,12	2,29	2,23	2,63	1,72	1,43	0,40
K ₂ O	1,20	3,61	2,44	1,05	1,67	3,72	0,81	1,63	2,50	2,90	1,50	3,23
P ₂ O ₅	0,20	—	—	0,15	0,11	0,12	0,03	0,072	0,048	0,08	0,036	0,052
H ₂ O	0,30	0,30	0,35	0,15	0,17	0,19	0,21	0,24	0,11	—	0,09	0,34
п. п. п.	0,44	1,92	1,32	0,72	0,86	0,93	0,95	0,93	1,81	1,43	1,01	2,48
Сумма	100,52	100,33	100,38	100,05	99,96	99,81	100,05	100,32	100,3	99,94	99,70	99,64
Аналитик	В. Ф. Лобанова	Т. М. Брагина	А. И. Федосеева				Т. М. Брагина	Г. И. Капустина			Т. М. Брагина	

Примечание. 1 — обр. 655-1 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, Белое море, губа Нечаева; 2 — обр. 656 — среднезернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс, там же; 3 — обр. 534-1 — крупнозернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс, южный берег оз. Энгозера; 4 — обр. В-2 — мелкозернистый биотито-гранатовый гнейс, северный берег оз. Заячьего; 5 — обр. В-3 — мигматизированный гранато-биотитовый с кианитом гнейс, там же; 6 — обр. В-4 — интенсивно мигматизированный гранато-биотитовый с кианитом гнейс, там же; 7 — обр. 455 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, р. Кузема; 8 — обр. 452 — среднезернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс, там же; 9 — обр. В-2017 — мелкозернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс, о. Мраморный, Белое море; 10 — обр. В-2017-10 — крупнозернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс, там же; 11 — обр. 1792-2 — мелкозернистый кианито-гранато-биотитовый гнейс, к северу от ст. Кузема; 12 — обр. 1792-1 — мусковитизированный кианито-гранато-биотитовый гнейс из экзоконтакта пегматитовой жилы, там же.

образом, в гнейсах центральной части Западного Беломорья наблюдается редкий тип кислотного выщелачивания (Кориковский, 1967), который характеризуется большей подвижностью натрия относительно магния.

Таблица 2

Количественный минералогический состав гранато-биотитового и кианито-гранато-биотитовых гнейсов

Минералы № проб	Кварц	Плагиоклаз	Гранат	Биотит	Кианит
1	31,2	42,8	11,9	14,1	—
2	34,2	38,7	8,7	17,4	2,0
3	46,1	13,8	6,1	14,7	19,3

Образование мусковитсодержащих глиноземистых гнейсов происходит в основном в результате повторной мигматизации, характеризующейся условиями не только более высокого потенциала калия, но и иных температур и давлений, соответствующих ставролитовой субфации амфиболитовой фации и высокотемпературному интервалу эпидот-амфиболитовой фации.

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать вывод о том, что в период мигматизации и ультраметаморфизма в глиноземистых гнейсах происходила не перекристаллизация домигматитового мелкого кианита (Шуркин и др., 1962), а его новообразование, но не за счет привноса из других пород (Жданов, 1959), а в результате взаимодействия первоначальной породы с метатектом с последующим этапом кислотного выщелачивания, характеризующимся образованием новых парагенетических ассоциаций. Процесс этот не интенсивный, — как правило, он не выходит за пределы образования кианитовых гнейсов, в редких случаях заканчиваясь формированием кианитовых пегматитов (южный берег оз. Энгозера).

Изучение составов гранатов и биотитов из первоначальных гранато-биотитовых гнейсов (рис. 3, проба 1) показало, что они являются образованиями гранулитовой фации. Образующиеся по ним в первый этап мигматизации кианитовые гнейсы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (табл. 3, пробы 2, 3), причем, как бы далеко не зашел процесс кислотного выщелачивания (табл. 3, проба 3), он протекал в условиях, не выходящих за пределы высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Гранаты кианитовых гнейсов содержат 20—23% пиропы, железистость биотита колеблется в пределах 37—41%.

Таблица 3

Нормативный состав гранатов из гранато-биотитового и кианито-гранато-биотитовых гнейсов

Компоненты № проб	Пироп	Альмандин	Спессартин	Гроссуляр	Андрадит
1	34,4	56,0	1,3	8,3	—
2	20,3	69,6	2,4	3,1	4,6
3	21,2	65,8	2,0	11,0	—

В заключение следует отметить:

1. Большинство кианитовых гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма района центральной части Западного Беломорья образовалось в результате метасоматических преобразований при мигматизации и ультраметаморфизме гранито-биотитовых гнейсов гранулитовой фации.

2. Как и процессы мигматизации и ультраметаморфизма, метасоматическое преобразование глиноземистых пород имеет региональное распространение.

3. Состав преобразованных глиноземистых гнейсов обусловлен, с одной стороны, составом первоначальных пород и, с другой стороны, химизмом и интенсивностью процессов метасоматоза при мигматизации.

4. Образование глиноземистых мусковитсодержащих гнейсов обусловлено не только высоким потенциалом калия, но и условиями более низких температур и давлений.

ЛИТЕРАТУРА

Жданов В. В. Две генерации кианита в гнейсах беломорского комплекса. Зап. Всес. минер. общ., ч. 88, вып. 5, 1959.

Кориковский С. П. Образование некоторых типов дистеновых и силлиманитовых пород путем кислотного выщелачивания. Сб.: «Проблемы изучения геологии докембрия». «Наука», Л., 1967.

Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14. М.—Л., 1962.

ПЕРСПЕКТИВЫ СЛЮДОНОСНОСТИ БЕЛОМОРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КЕМСКОГО РАЙОНА КАССР

Карельской экспедицией СЗТГУ в течение 1961—1965 гг. проводилось крупномасштабное геологическое картирование восточной части Кемского района. В статье излагаются выводы авторов, принимавших непосредственное участие в выполнении этих работ.

Практикой работ на слюду в Карелии, а также в некоторых других слюдоносных районах, установлена приуроченность слюдоносных пегматитовых жил к существенно глиноземистым породам, обычно гнейсам со значительным содержанием граната и кианита. В Карелии такими породами являются толщи глиноземистых гнейсов беломорской серии. Поэтому первые наиболее общие выводы о перспективах слюдоносности района могут быть сделаны на основании данных о его геологическом строении и прежде всего сведений о степени распространения высокоглиноземистых гнейсов и характере их структурной локализации.

Геологосъемочными работами установлено, что в рассматриваемом районе в основании разреза залегает мощная (более 2500 м) монотонная толща биотитовых гнейсов, в составе которой практически отсутствуют гранатсодержащие гнейсы и очень редки амфиболовые породы. По положению в основании разреза беломорид и литологическому составу она сопоставляется нами с керетской свитой стратиграфической схемы К. А. Шуркина (1962). Наиболее широко эта свита развита в юго-западной части рассматриваемой территории (см. схему), где ею сложена группа куполовидных поднятий. Эта совокупность куполовидных структур, располагающихся эшелонированно в полосе шириной 40—60 км, вытянутой в северо-западном направлении, рассматривается нами как антиклинорий, по-видимому, являющийся продолжением Западного антиклинория (Шуркин и др., 1962).

Средняя часть разреза беломорид представлена толщей пород существенно амфиболового состава мощностью до 3000 м, сопоставимой с хетоламбинской свитой Чупино-Лоухского района. Она расчленяется на две подсвиты: нижнюю, сложенную в основном амфиболсодержащими гнейсами, и верхнюю — существенно амфиболитовую. Хетоламбинская свита выше по разрезу сменяется лоухской свитой — толщей пестрого литологического состава, отличающейся сравнительно частой переживаемостью различных гранатсодержащих и амфиболовых гнейсов с подчиненными прослоями амфиболитов. Высокоглиноземистые гнейсы имеют в разрезе ее небольшое развитие и встречаются в виде маломощных прослоев. Общая мощность свиты до 1600 м. Венчает разрез беломорид в районе толща высокоглиноземистых (кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых, ставролито-гранато-био-

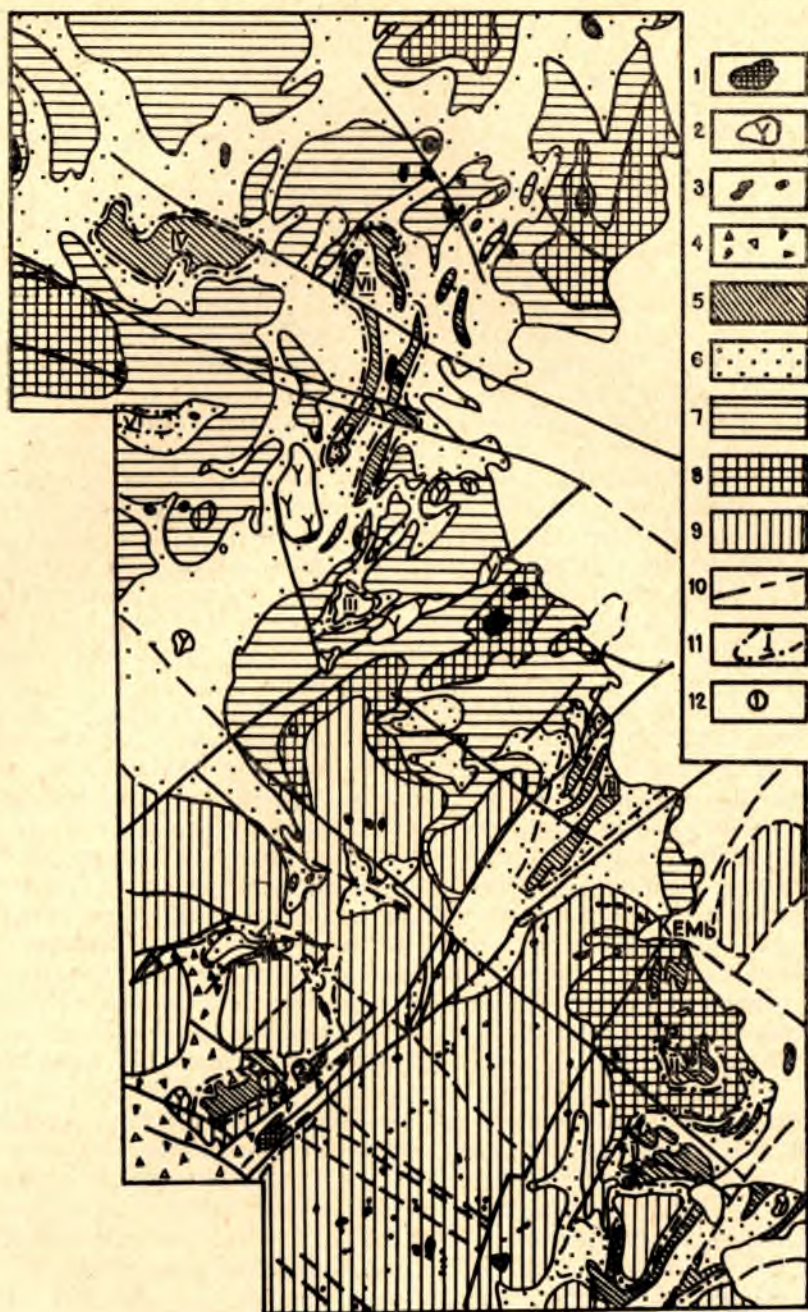


Схема геологического строения восточной части Кемского района КАСРР (составили В. С. Степанов и Н. А. Военушкина)

1 — образования нижнего протерозоя. (Пебозерская и тунгудская свиты.) Образования беломорской серии; 2 — чупинская свита; 3 — лоухская свита; 4 — хетоламинская свита; верхняя подсвита; 5 — хетоламинская свита, нижняя подсвита; 6 — керетская свита. Магматические образования: 7 — породы ультраосновного состава; 8 — гранодиориты, кварцевые диориты, гиперстенные диориты; 9 — габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — границы перспективных участков и их номера; 12 — известные слюдопроявления и их номера. Перспективные площади: I — Охтинское жильное поле; участки: II — Шуерецкий, III — Егутский, IV — Гагаринский, V — Бerezовский, VI — Лавотозерский, VII — 911 км Октябрьской ж. д., VIII — Ламбинский. Слюдопроявления: 1 — Месторождение «Хут. Половина»; 2 — куст жил KP-102; 3 — Бerezовская жила

титовых) гнейсов, отчасти сланцев, переслаивающихся с маломощными прослоями амфиболитов. Общая мощность ее до 300 м. Эта толща анализируется нами с чупинской свитой схемы К. А. Шуркина (1962). Последние три свиты имеют преимущественное развитие в северо-восточной части района, где они слагают крупную синклинорную структуру северо-западного простираения. Контуры синклинория, достигающего 20—40 км в поперечнике, хорошо очерчиваются по нижней границе верхней хетоламбинской подсвиты. По представлению авторов, он является непосредственным продолжением Лоухского (Ёнско-Лоухского) синклинория (Шуркин и др., 1962).

Из приведенной краткой геологической характеристики рассматриваемой территории и по аналогии с Чупинским слюдоносным районом следует, что наибольший практический интерес для поисков слюды представляют здесь площади развития пород чупинской свиты. Значительно меньший интерес в этом отношении имеет лоухская свита, в нижней и верхней частях разреза которой, хотя и наблюдается некоторая концентрация глиноземистых гнейсов, но их прослои, как правило, имеют незначительную мощность. Исходя из того, что суммарная площадь, занятая породами чупинской свиты в пределах закартированной территории (более 5000 км²), составляет около 150—160 км², общие перспективы слюдоносности района оцениваются как ограниченные. Вместе с этим выявленные участки развития глиноземистых пород имеют значительные размеры и представляют несомненный интерес для дальнейшего изучения.

Пространственное размещение глиноземистой толщи на рассматриваемой территории характеризуется тяготением ее к приосевой части синклинория (районы оз. Гагарино, 911 км Октябрьской ж. д., оз. Березовое) и к синклинальным прогибам, вдающимся с северо-востока и юго-запада в область антиклинорных поднятий (районы ст. Ламбино, ст. Шуерецкая, быв. хут. Половина). Участки развития пород чупинской свиты являются различными по конфигурации и параметрам синклиналями или межкулольными прогибами. Структурная приуроченность глиноземистых пород к зонам сопряжения куполовидных структур определяет следующие существенные для ориентации поисковых работ выводы: 1) исходя из того, что для образования жильных полосей наиболее благоприятны внешние сводовые части складок, в рассматриваемых условиях наиболее вероятно выявление пегматитовых жил в краевых частях брахисинклиналей. Такой характер локализации пегматитовых жил наблюдается, например, на месторождении хут. Половина (Кемский район). Очевидно, более перспективны для поисков сложноскладчатые структуры, близкие к изометричным, и менее интересны складки линейного типа. Вместе с этим вполне возможна концентрация жил на глубине, в придонных частях синклиналей; 2) на слабо обнаженных площадях относительно перспективными могут быть участки, характеризующиеся синклинальным строением. Поисковое значение таких участков возрастает, если в пределах их отмечаются хотя бы одиночные выходы глиноземистых гнейсов или имеются геологические предпосылки для развития здесь верхних горизонтов разреза. Слабо изученная структура такого рода располагается в междуречье среднего течения р. Егут и р. Поньгомы. Перспективность площадей развития высокоглиноземистых гнейсов района для поисков слюды подтверждается приуроченностью к ним ряда слюдоносных пегматитовых жил как ранее известных, так и вновь выявленных нами.

В зависимости от вышеперечисленных факторов, прямых находок слюдоносных жил, степени изученности и доступности перспективные участки, выделяемые в пределах района, могут быть дифференцированы как объекты для детальных поисков первой, второй и третьей очереди. К участкам первой очереди отнесена южная часть Охтинского жильного поля, включающая месторождение «Хутор Половина». Участки второй очереди: северная часть Охтинского жильного поля, район ст. Шуерецкой, район среднего течения р. Егут, районы оз. Гагарино, оз. Березовое. Как участки третьей очереди проведения поисковых работ могут рассматриваться районы 911 км Октябрьской ж. д., ст. Ламбино и междуречье среднего течения р. Егут и р. Поньгомы.

Охтинское жильное поле. Этот участок, занимающий площадь около 21 км², расположен юго-западнее дер. Подужемье (в верхнем течении р. Урам и в междуречье Нижней Охты — в среднем ее течении, и реки Кемь). В пределах его работами разных лет выявлено более 50 пегматитовых жил, 32 из которых в той или иной степени слюдоносны. В юго-западной части этого участка, в верховье р. Урам, расположено известное издавна месторождение «Хут. Половина» (Кузнечные варакы), изучением которого занимался ряд геологов. По данным геологоразведочных работ СЗГУ (1949—1950) здесь, на площади 2 км², в толще гранато-биотитовых гнейсов и ставролито-гранато-биотитовых сланцев оконтурено 18 крупных пегматитовых жил и выявлен ряд мелких выходов пегматита. Все эти жилы содержат некоторое количество мусковита, однако ослюдение промышленного характера установлено в четырех жилах: № 1, 4, 6 и 12. По последним трем жилам подсчитаны балансовые запасы слюды. Поисковыми работами, проводившимися одновременно на площади, примыкающей к месторождению, жил, заслуживающих дальнейшего изучения, выявлено не было. Вследствие этого, а также из-за небольших запасов Половинского слюдопроявления общая оценка участку была дана отрицательная.

Новый фактический материал, полученный по этой территории в результате геологосъемочных работ 1963—1965 гг., дает основание для иных выводов. Нашими работами, включавшими проходку горных выработок и колонковое бурение, толща высокоглиноземистых пород, являющихся вмещающими для месторождения, прослежена в северо-восточном направлении на расстоянии более 10 км, до района слияния рек Урам и Левис. При этом здесь, на значительном удалении от месторождения «Хут. Половина», выявлен ряд слюдоносных пегматитовых жил (КР-102, КР-101, КР-170), идентичных жилам месторождения по условиям залегания, морфологии, составу и качеству мусковита. Вместе с этим установлена приуроченность толщи глиноземистых пород, вмещающих слюдоносные жилы, к периферии Охтинского купола, — правильной, округлой в плане, структуры размерами в поперечнике 21—22 км, расположенной в нижнем течении р. Ниж. Охта. Купол сложен биотитовыми гнейсами керетской свиты. Глиноземистые породы, сопоставляемые с чупинской свитой, как и на других участках рассматриваемой территории, выполняют здесь узкую синклиналь, которая обрамляет купол с юга, а также развиты в мелких синклинальных прогибах, усложняющих его крылья. На площади, примыкающей с севера к Охтинской структуре, выявлены участки развития толщи глиноземистых пород, локализованные аналогичным образом (район ручья Викей и район западнее автодороги Кемь—Калевала). Характерно, что и здесь в глиноземистых по-

родах обнаружены три довольно крупные пегматитовые жилы со слюдой промышленных размеров. По структурным предпосылкам возможно выявление глиноземистых гнейсов на слабо обнаженной территории в восточном обрамлении купола. Таким образом, можно считать установленным, что распространение глиноземистых пород на рассматриваемом участке контролируется крупной, регионального плана структурой — Охтинским куполом.

Для куста жил «Хутор Половина» и куста КР-102 характерно четковидное или кулисообразное расположение жил, локализованных в сравнительно узкой полосе (максимальной шириной 200—230 м), ориентированной субпараллельно очертаниям купола. Положение жил относительно сланцеватости вмещающих пород согласное. Аналогичным образом залегают слюдоносные пегматитовые жилы КР-170 и КР-101, расположенные северо-восточнее жил КР-102, и значительное количество бесплодных пегматитовых жил в южном крыле Охтинского купола. Такая закономерная ориентировка пегматитовых тел несомненно свидетельствует о существовании сопряженной определенным образом с Охтинским куполом системы трещин, которые сыграли роль жильных полостей. Механизм формирования этих трещин не ясен. Возможно, что образование их является своеобразной реакцией Охтинской структуры на нагрузки, возникавшие в связи с развитием системы граничащих с ней разрывных нарушений.

Совокупность литологических и структурных факторов, контролирующих распределение слюдоносных пегматитовых жил в пределах рассматриваемого участка, специфична для периферийной части Охтинского купола и ее синклинального обрамления, что позволяет говорить о существовании здесь пегматитового жильного поля, обладающего рядом характерных, индивидуальных свойств. С этой точки зрения месторождение «Хут. Половина» должно рассматриваться как один из элементов этого жильного поля, свидетельствующий о его благоприятных перспективах. Таким образом, по геологическим предпосылкам выявление новых слюдоносных пегматитовых жил в пределах Охтинского жильного поля весьма вероятно. Вместе с этим известные здесь слюдопроявления («Хут. Половина», КР-102 и др.), на наш взгляд, еще изучены недостаточно. Месторождение «Хут. Половина» практически не разведано на глубине (одна лишь жила № 4 разведана до глубины 24 м) и недостаточно вскрыто с поверхности. По-видимому, не исчерпали себя как объекты для разведки жилы № 1, 4, 6, 8, 12. Необходимо хотя бы выборочное изучение на глубине жил № 2, 3, 9, 10, 11, так как там вполне возможно ожидать более высокое содержание слюды по сравнению с поверхностью, тем более, что в свете полученных при буровой разведке жил № 6, 8, 14 и КР-102 данных, кажется весьма вероятным существование в жилах вертикальной зональности распределения мусковита. Не исключена также возможность обнаружения на крупных жилах слепых карманов и апофиз с высоким насыщением слюды. Значительная протяженность жил на глубину (жила № 8 прослежена скважиной до глубины 100 м с увеличением мощности до 25 м), кулисообразное расположение их в разрезе (жилы № 6 и 8) свидетельствуют о значительной вероятности выявления здесь, как впрочем и на остальной части Охтинского жильного поля, слепых жил и жил, перекрытых наносами. С целью поисков их необходимо разбуривание жильной зоны по профилям вкрест простирания и вскрытие ее с поверхности сплошными магистральными канавами. Вторым известным объектом жильного поля,

заслуживающим постановки разведочных работ, является куст КР-102, по двум жилам которого подсчитаны прогнозные запасы слюды удовлетворительного качества, вдвое превышающие запасы месторождения «Хут. Половина».

Весьма существенным критерием для оценки перспектив слюдоносности Охтинского жильного поля является качество мусковита. Работы, проведенные ранее на месторождении «Хут. Половина», установили низкий процент выхода колотой слюды по ряду жил. Наиболее характерные ее дефекты — пятнистость и различного рода деформированность пластин. Пятнистость обычно обусловлена тонкими вростками зеленого биотита и тонкораспыленным магнетитом и отражается на качестве слюды менее существенно, чем зажимистость, волнистость и другого рода деформации пластин. Возникновение последних, по-видимому, связано с пострудными тектоническими дислокациями. Опыт работ, проведенных в пределах рассмотренного жильного поля, показывает, что качество слюды в разных жилах неодинаково, а существование ряда жил (№ 1, 4, 8, КР-102), характеризующихся наличием вполне кондиционной слюды, позволяет надеяться на выявление здесь новых жил со слюдой удовлетворительного качества. Таким образом, среднее по месторождению низкое качество слюды, все же не исключает возможности находок здесь жил с хорошей слюдой и, следовательно, на данной стадии геологоразведочных работ критерий качества слюды не может являться руководящим для геологопромышленной оценки участка в целом.

Вышеизложенный фактический материал дает основание рассматривать южную часть Охтинского жильного поля (юго-западнее слияния рек Урам и Левис) как объект для проведения поисковых работ первой очереди. Здесь, наряду с доразведкой известных слюдопроявлений («Хут. Половина», куст КР-102), необходима постановка детальной геологической съемки в комплексе с геофизическими работами. Вследствие сильной заболоченности и задернованности участка это потребует выполнения больших объемов горных выработок и колонкового бурения.

Наряду с изучением слюдоносных жил, для выяснения возможности комплексного освоения участка необходимо провести изучение его беспслюдных жил, по которым прогнозные запасы условно годного пегматита превышают 1500 тыс. тонн.

Северная часть Охтинского жильного поля может рассматриваться как участок для поисковых работ второй очереди. Работы на нем должны быть начаты с уточнения границ развития продуктивной толщи и выяснения внутренней структуры, для чего, кроме маршрутных исследований, необходимо получение ряда детальных пересечений площади по профилям вкрест простирания основной структуры.

Шуерецкий участок. Шуерецкий участок расположен севернее ст. Шуерецкая и охватывает ряд изолированных участков, сложенных высокоглиноземистыми гнейсами чупинской свиты. Общая площадь их составляет около 25—30 км². По характеру структуры он аналогичен Охтинскому жильному полю: высокоглиноземистые гнейсы развиты здесь в нескольких, по-видимому, мелких синклинальных складках сложной конфигурации, которые обрамляют с севера, востока и юга Шуерецкий купол. Последний достигает 7—10 км в поперечнике и сложен биотитовыми гнейсами керетской свиты. Территориально к этому участку примыкают площади развития глиноземистых гнейсов на о. Шуйострове и Ямनावолоке. На этом участке зарегистрирован ряд небольших пегматитовых жил с признаками ослюденения.

На Шуйострове пегматитовые жилы, залегающие в интенсивно перемятых кианито-гранато-биотитовых гнейсах, имеют крупнозернистое строение и содержат пачки мусковита размером 5—8 см в поперечнике.

К юго-западу от Шуйострова среди биотитовых гнейсов отмечены 4 согласные кулисообразно залегающие жилы, сложенные пегматитом плагиомикроклинового состава и содержащие серебристо-белый мусковит размером до 1 см². Жилы мыса Ямостровнаволок (губа Шуерецкая) сложены крупнозернистым микроклин-плагиоклазовым пегматитом с мусковитом. Мусковит приурочен к контакту пегматита с вмещающими кианито-гранато-биотитовыми гнейсами. Размер слюды до 3×3 см.

Из приведенного описания следует, что пегматитовые жилы указанных участков имеют небольшие размеры и низкое слюдонасыщение. Промышленного значения данные пегматитовые жилы не имеют, но являются поисковым признаком, характеризующим эту зону как потенциально слюдоносную.

Севернее Шуерецкой структуры зафиксировано 10 пегматитовых жил, залегающих согласно с вмещающими породами в полостях отслоения среди гранатовых амфиболитов, которые подстилают пачку кианито-гранато-биотитовых гнейсов. Размеры жил от 2×5 м до 60×200 м. Простирание их СЗ 320°. По составу пегматит одинаков (микроклиноплагиоклазовый). Наблюдается структура замещения, развивающаяся по пегматоидной структуре, к которой приурочена мусковитизация. Мусковит представлен отдельными мелкими чешуйками и редкими пачками размером от 1×1 см до 10×10 см. Слюда коричневого цвета, пятнистая, трещиноватая, деформированная. Расщепляется плохо, «с задирам».

Довольно широкое развитие глиноземистых гнейсов в пределах Шуерецкого участка, сходство структурной обстановки с Охтинским жилым полем, и, наконец, довольно многочисленные, хотя и мелкие, проявления пегматитовых жил с признаками слюдоносности позволяют рассматривать этот участок как перспективный для проведения дальнейших поисковых работ на слюду. Для проведения поисков рекомендуется вся площадь распространения глиноземистых гнейсов. Вследствие сильной заболоченности для изучения этого участка необходим большой объем буровых работ. Значительные технические трудности, связанные с выполнением поисковых работ на этом участке, обуславливают отнесение его к объектам поисковых работ второй очереди.

Егутский участок расположен в районе среднего течения р. Егут. Он также сложен породами чупинской свиты, залегающими в ядре Егутской брахисинклинали. Площадь их распространения 12 км². На этом участке обнаружена пегматитовая жила, расположенная вблизи урочища «Кривое Колено». Прослеженная ее длина 136 м, видимая мощность от 0,2 м до 1,1 м. Жила сложена пегматитом плагиоклазового состава. Мусковит представлен мелкими неправильной формы пластинками серебристо-белого, светло-коричневого и буровато-желтого цветов, размером до 3×2 см, при толщине пачек 0,4 — 1 см. Слюда трещиноватая, слабо деформированная. Ослюдование гнездовое.

Выходы распространенных здесь глиноземистых гнейсов задернованы, вследствие чего этот участок изучен слабо. Поэтому необходима постановка поисковых работ, при проведении которых возможно выявление новых пегматитовых жил.

Гагаринский участок. Гагаринский участок расположен в северо-западной части территории, в районе оз. Гагарино (р. Воньга). Он занимает площадь 75 км^2 и сложен породами чупинской свиты, залегающими в ядре Гагаринской брахисинклинали. Гнейсы здесь интенсивно сплюснуты. Мощность свиты в данной структуре достигает $700\text{—}800 \text{ м}$. Здесь выявлено несколько пегматитовых жил с незначительным ослободением.

Значительная мощность продуктивной толщи, большие размеры структуры и интенсивная пликвативная дислоцированность пород свидетельствуют о ситуации, благоприятной для развития мелких и средних структурных форм, осложняющих основную структуру, что делает равно вероятным выявление пегматитовых жил на всей площади структуры. На этом участке вследствие сильной заболоченности породы чупинской свиты слабо обнажены, а наблюдающиеся выходы их сплошь задернованы. Поэтому площадь развития глиноземистых гнейсов изучена плохо. Однако благоприятные литологические и структурные данные, а также присутствие пегматитовых жил позволяют отнести этот участок к перспективным участкам второй очереди.

Березовский участок расположен западнее ст. Кузема Октябрьской железной дороги, вблизи оз. Березового. Участок приурочен к Березовской синклинали, сложенной породами чупинской свиты. Площадь развития их около 7 км^2 . Здесь расположена известная по предыдущим работам пегматитовая жила «Березовская». Длина ее 47 м , средняя мощность 16 м . Жила сложена пегматитом плагиомикроклинового состава пегматоидной структуры с кварц-мусковитовым комплексом. Мусковит коричневый, рубиново-коричневый, размер пластинок и пачек $15\text{—}20 \text{ см}$. Жила заслуживает разведки на глубину, а на примыкающей к ней площади развития глиноземистых пород должны быть проведены поисково-оценочные работы.

Лавотозерский участок расположен в устье р. Сигмы, впадающей в оз. Лавотозеро. В его строении принимают участие биотитовые, гранато-биотитовые и кианито-гранато-биотитовые гнейсы лоухской свиты, лежащие в северном крыле Лавотозерской синклинали. Здесь в 1962 г. была обнаружена жила, сложенная пегматитом плагиомикроклинового состава. Длина ее 90 м , мощность (вскрытая) 30 м . Мусковит присутствует в виде отдельных пластинок размером до 1 см^2 и в виде гнездообразных скоплений размером $30 \times 20 \text{ м}$. Цвет мусковита серебристо-белый и светло-коричневый. Жила представляет интерес для изучения на слюду и керамическое сырье. Вместе с этим, по-видимому, представляет интерес для поисковых работ и сама Лавотозерская структура, особенно на участках развития глиноземистых гнейсов.

К участкам третьей очереди поисковых работ отнесены площади развития глиноземистых пород в районе ст. Ламбино ($10\text{—}12 \text{ км}^2$) и 911 км Октябрьской ж. д. В отличие от рассмотренных выше участков, глиноземистые породы здесь локализованы в узких длинных складках, близких по типу к линейным, и вследствие этого рассматриваются как менее благоприятные для образования жильных полостей. Относительно благоприятными в таких структурах, по-видимому, являются замковые части и места изгибов их шарниров. Значительная площадь развития глиноземистых пород на этих участках и относительно благоприятные транспортные условия определяют их несомненный поисковый интерес.

Таким образом, перспективность на слюду изученной части Кемского района, по имеющимся данным, ограничивается рассмотренными

выше участками развития высокоглиноземистых пород (суммарной площадью 150—160 км²). Детальное поисковое изучение их является, на наш взгляд, задачей ближайших лет и несомненно приведет к находкам новых промышленнослудоносных жил.

Геологические работы, проведение которых рекомендуется на выделенных участках, должны заключаться в детальной геологической съемке, выполняемой в комплексе с геофизическими, буровыми и горными работами.

ЛИТЕРАТУРА

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, В. А. Дук, М. Е. Салье, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. ЛАГЕД АН СССР, 1962.

О СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТАХ ПРИЛАДОЖЬЯ

Месторождения пегматитов так называемого Питкярантского поля в Приладожье еще в 1940 г. привлекли внимание как крупнейшая база полевошпатowego сырья. Детальные исследования их, прерванные Великой Отечественной войной, были продолжены в 1945—1950 гг. В этот период большим коллективом геологов, работавших под общим руководством проф. П. А. Борисова, были разработаны основные вопросы геологического строения Приладожья и дана геолого-промышленная оценка наиболее крупным месторождениям полевошпатowego сырья северной части Питкярантского поля керамических пегматитов. В. Д. Никитиным и К. А. Шуркиным (1948) была разработана генетическая классификация пегматитовых образований Приладожья, выделены основные промышленные типы месторождений полевошпатowego сырья этого района, даны детальные характеристики морфологии, внутреннего строения и минерального состава пегматитов.

В 1957—1963 гг. проведены детальные разведочные работы на месторождении пегматитов Лупикко в южной части Питкярантского поля.

Пегматиты Приладожья уже почти 20 лет интенсивно разрабатываются на полевошпатовой сырьевую базу, являясь крупнейшей базой полевошпатовой промышленности страны. Однако, с точки зрения слюдоносности пегматиты Приладожья до настоящего времени совершенно не изучены, хотя В. Д. Никитиным и К. А. Шуркиным еще в 1948 г. указывалось, что пегматиты так называемого «второго постладожского периода», залегающие в слюдистых сланцах, обогащены мусковитом.

При выполнении рекогносцировочно-поисковых работ на керамические пегматиты в южной части Питкярантского поля в 1964 г. нами было обращено внимание на то, что отдельные жилы здесь содержат крупнокристаллический мусковит, который в течение многих лет добывался частными предпринимателями. На многих жилах на островах Питкярантского архипелага имеются старые карьеры с отвалами слюдоносных пегматитов и мусковитового скрапа. Так, например, на жиле № 68 (по документации 1964 г.), расположенной на о. Вихкимасаари, имеется карьер размером 10×30 м, глубиной 4—4,5 м, на жиле № 75 на этом же острове — карьер 3×30 м, глубиной до 6 м, на жиле № 72—73 — несколько небольших старательских выработок.

По своей морфологии и минеральному составу слюдоносные жилы Приладожья несколько напоминают так называемые гигантомигматиты, широко развитые в Мамской слюдоносной провинции. Гигантомигматиты, по В. Д. Никитину (1965), представляют собой свиту сближенных межпластовых залежей, расположенных в толще метаморфических горных пород. Эти залежи, имеющие мощность от нескольких сантиметров до многих десятков метров и соединенные между собой

сложной сетью апофиз, слагаются в основном неравномерно крупнозернистыми и пегматоидными гранитами. На отдельных участках они имеют вид типичных гигантокристаллических пегматитов и содержат слюдоносные зоны со скоплениями крупнокристаллического мусковита, имеющего большое промышленное значение.

Пегматитовые образования Приладожья, напоминающие гиганто-мigmatиты, также могут содержать промышленные скопления крупно-кристаллического мусковита. Слюдоносные пегматитовые жилы в районе г. Питкяранты, как уже указывалось, залегают в слюдистых сланцах, относящихся к верхней части нерасчлененной ладожской серии (средней толще ладожской серии по К. О. Кратцу (1963 г.).



Рис. 1. Схема геологического строения района г. Питкяранта:

1 — кварц-биотитовые, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы (ладожская серия нерасчлененная); 2 — амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы с пачками кварцитов и карбонатных пород (питкярантская свита нерасчлененная); 3 — орто- и параамфиболиты; 4 — гнейсограниты, гранито-гнейсы и мигматиты (условно архейского возраста); 5 — жилы гранит-пегматитов с мусковитом

Слюдистые сланцы представлены здесь двумя основными разновидностями: 1) биотит-кварц-полевошпатовые сланцы, часто с значительным количеством мусковита, мигматизированные, близкие к гнейсам; 2) биотитовые тонколистоватые сланцы с интенсивной сульфидной минерализацией.

Сланцы первой разновидности являются преобладающими. Они слагают отдельные острова Питкярантского архипелага в Ладожском озере: Вихкимасаари, Харатсаари, Палосаари, северную часть о. Пюериясаари и др. На других участках в р-не г. Питкяранты эти сланцы преимущественно располагаются в эрозионных депрессиях и перекрыты более или менее мощной толщей четвертичных отложений.

Макроскопические сланцы представляют собой серые (до темно-серого цвета) нередко полосчатые породы, мелко- и среднезернистого строения, с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Структура их гранолепидобластовая, на отдельных участках гранобластовая с элементами бластомилонитовой. Главными минералами являются кварц, плагиоклаз (от № 8 до № 28 по разным образцам) и интенсивно плеохроирующий биотит (по Ng — темно-коричневый, по Np — соломенно-желтый). В наиболее интенсивно мигматизированных разновидностях в подчиненном количестве наблюдаются микроклин и мусковит. На о. Вихкимасаари в отдельных пачках сланцев мусковит преобладает над биотитом. Мусковит фиксируется здесь как в виде мелких пластин, более или менее равномерно распределенных в породе, так и в виде относительно крупных (до 1—1,5 см) кристаллов, ориентированных, как правило, под углом 30—35° к общему

направлению сланцеватости. Микроклин и крупнопластинчатый мусковит явно более поздние, развиваются по плагиоклазу и биотиту.

Из акцессорных минералов отмечены гранат, турмалин, апатит, причем количество их увеличивается в приконтактных зонах с пегматитами.

Тонколистоватые сланцы второй разновидности выделяются среди описанных выше своей ржаво-бурой окраской выветрелой поверхности. Они имеют явно подчиненное положение, залегают в виде пачек мощностью 5—8 м среди серых и темно-серых сланцев. Для них характерно значительно большее количество слюд (мусковита и биотита) и полевого шпата (олигоклаза) с соответствующим уменьшением кварца. Ржаво-бурый цвет их обусловлен повышенным количеством рудных минералов (пирита, пирротина), разрушающихся в зоне выветривания. Спорадически, в ассоциации с биотитом и сульфидами, фиксируются многочисленные скопления мелких зерен сфена и рутила.

Пегматитовые образования, залегающие в слюдяных сланцах, изучались на полевошпатовое сырье на островах Питкярантского архипелага. Наиболее крупные из них опробованы на химические анализы бороздовым методом на полную мощность.

Пегматитовые образования в слюдяных сланцах представляют собой, в основном, пластовые тела сложной морфологии, протягивающиеся кустами (сериями) на расстоянии 1—1,5 м друг от друга. Они соединяются между собой сложной сетью апофиз. Участками на обнаженной поверхности наблюдается, что гранит-пегматитовый материал составляет основную массу породы, слюдяные сланцы оказываются включенными в них в виде вытянутых линзовидных ксенолитов. В контакте с гранит-пегматитами сланцы сматы в сложные пloyчатые микроскладки, конформно «обтекающие» жильные тела.

Общее простирание гранит-пегматитовых жил и вмещающих сланцев северо-западное (азимут 310° — 340°), падение преимущественно на юго-запад под углом 55° — 80° .

Размеры отдельных жил варьируют от десятков сантиметров до 20—30 м по мощности. Протяженность их достигает 350—500 м. Общая мощность серии субпараллельных жил достигает 60—75 м, а по простиранию они протягиваются с перерывами на несколько километров.

Жилы слагаются в основной массе неравномернозернистым пегматоидным гранитом с гнездами, лентовидными и четковидными зонами крупно- и гигантозернистого («блокового») пегматита. Образование этих зон, очевидно, связано с процессами перекристаллизации и метасоматоза (Никитин, 1965). Мощность зон перекристаллизованных крупнозернистых пегматитов варьирует от нескольких сантиметров до 3—5 м, протяженность достигает нескольких десятков метров.

Во внутреннем строении жил, как правило, отсутствует заметно выраженная упорядоченность в распределении минералов и структурных разновидностей. Лишь в некоторых из обследованных жил (например, на о. Вихкимасаари, жилы № 68, 72—73, 75 по нумерации 1964 г.) фиксируется неотчетливое зональное строение.

В большинстве жил зоны крупнокристаллического и блокового пегматита располагаются в общем согласно простиранию жил, но без какой-либо определенной приуроченности относительно контактов.

Преобладающим минералом является плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 18—20), светло-серого, иногда почти белого цвета с голубоватыми и зеленоватыми оттенками. Микроклин имеет подчиненное положение, о чем убедительно свидетельствуют результаты бороздового

опробования (табл.). Только на отдельных участках, преимущественно по зонам крупно- и гигантозернистого пегматита, микроклин является преобладающим минералом. Он отличается бледно-розовым, желтоватым, желтовато-серым цветом, часто образует графические сростания с кварцем.

Микроклин здесь по крайней мере двух генераций. Более ранний микроклин образует относительно редкие зерна, интенсивно катаклазированные, с многочисленными тонкими веретенообразными пертитами распада и пламевидными пертитами замещения. Более поздний микроклин отличается значительно более крупными размерами зерен, наличием грубых двойников, образующих решетки, отсутствием пертитов распада, меньшим катаклазом зерен.

Кварц светло-серый, почти белый с редкими участками полупрозрачного дымчатого. Наблюдаются вытянутые жилородобные обособления кварца в средних частях перекристаллизованных зон. Кроме того,

Химический состав пегматитов, залегающих
в кварц-биотитовых сланцах (жила № 61)

Компоненты, вес, %	№ анализов и опробованная мощность, м			
	1/7,4 м	2/30 м	3/10 м	4/15 м
SiO ₂	73,60	74,04	73,86	74,24
TiO ₂	следы	следы	следы	следы
Al ₂ O ₃	14,89	14,43	14,55	14,66
Fe ₂ O ₃	0,46	0,38	0,28	0,37
FeO	0,21	0,07	0,07	0,07
MgO	0,43	0,10	0,36	0,22
CaO	1,15	0,87	0,81	0,87
K ₂ O	4,00	4,30	5,00	4,40
Na ₂ O	4,40	4,70	4,00	4,40
п. п. п.	0,38	0,72	0,56	0,44
Сумма	99,52	99,61	99,49	99,67
K ₂ O+Na ₂ O	8,40	9,00	9,00	8,80
K ₂ O:Na ₂ O	0,91	0,91	1,25	1,00

Примечание. Анализы выполнены в центральной химической лаборатории СЗТГУ.

отмечаются кварцевые жилы, секущие все структурные разновидности пегматитов, а также и вмещающие слюдистые сланцы.

Из слюд резко преобладающим является мусковит; подчиненное значение имеет биотит. Из аксессуарных отмечены гранат, апатит, турмалин (шерл), циркон, сульфиды, гематит.

Мусковит наблюдается как в виде мелких пластин, распределенных относительно равномерно, по всей массе породы, так и в виде скоплений крупных кристаллов, размером до 50×10 см. Крупнокристаллический мусковит приурочен преимущественно к зонам перекристаллизации, тяготеет к обособлениям молочно-белого кварца. Отмечены также агрегаты мелкокристаллического мусковита в сростаниях с кварцем. Содержание крупнопластинчатого мусковита по слюдоносным зонам варьирует в широких пределах: от 3—5 до 10—15% (по

жиле 72—73 до 30%). В жиле № 68 (о. Вихкимасаари) отмечены гнездовые скопления, диаметром до 0,5—0,7 м, состоящие на 75—90% из крупнопластинчатого мусковита.

Мусковит, который наблюдался на поверхности и в забоях старых карьеров, в основном «елечатый», содержит значительное количество минеральных включений, воздушных пузырьков, сростаний с биотитом. Однако наблюдались также пластины до 10 см² упругой рубиновой, хорошо расщепляющейся слюды.

При лабораторных исследованиях, выполненных в лаборатории технологии слюды Института геологии (г. Петрозаводск) по небольшой пробе (1 кг), отобранной с поверхности жилы № 72—73, установлено, что слюда хорошо расщепляется, причем получены пластины 6-го размера (площадь от 6 до 10 см²) и 4-го размера (площадь от 4 до 6 см²).

В результате испытаний на пробивное напряжение было установлено, что в I группе толщины по ГОСТу 3028—58 около 60% пластин слюды выдержали минимальное напряжение, во II группе толщины — 90% пластин.

Низкое пробивное напряжение, возможно, объясняется тем, что проба была отобрана с поверхности и слюда оказалась выветрелой.

Рассматривая в целом описанные слюдоносные пегматитовые образования, их можно отнести ко второму типу месторождений по схеме геолого-промышленной классификации А. В. Скропышева (1965). К этому типу, по указанной схеме, относятся согласные слюдоносные пегматитовые тела в гнейсах и кристаллических сланцах. Месторождения этого типа, по А. В. Скропышеву, могут быть базой средних и даже крупных горных предприятий.

Мало вероятно, что в Приладожье будут обнаружены месторождения мусковита, могущие быть базой для крупного слюдяного рудника, однако описанный тип слюдоносных пегматитовых образований, на наш взгляд, заслуживает того, чтобы на них были поставлены специальные опробовательские работы. При положительных результатах опробования пегматитов на слюду отдельные наиболее крупные жилы (например, № 61, 68, 72—73) могут разрабатываться комплексно, с использованием пегматитов в качестве полевошпатового сырья. По химическому составу пегматиты с крупнокристаллической слюдой в общем аналогичны пегматитам разрабатываемого месторождения Лупикко.

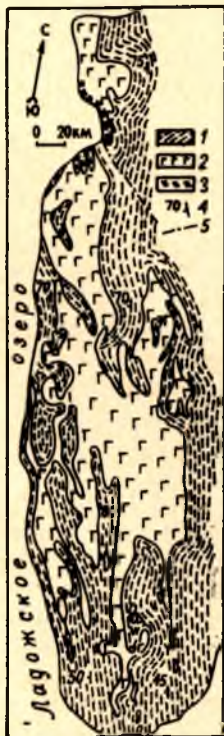


Рис. 2. Схематический план гранит-пегматитовой жилы, залегающей в слюдястых сланцах (жила № 61): 1 — кварц-биотитовые, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы; 2 — гранит-пегматиты; 3 — скопления крупнокристаллического мусковита в пегматите; 4 — плоскости кристаллизационной сланцеватости; 5 — разлом

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов П. А. Керамические пегматиты Карело-Финской ССР. Изд. КФ базы АН СССР, 1948.
Боровиков П. П. Новые данные о месторождениях керамических пегматитов в Приладожском районе. Бюл. техн. инф. «Ленгеолнудтреста», вып. 1, 1945.
Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

Никитин В. Д., К. А. Шуркин. О генезисе северо-ладожских пегматитов и их промышленной ценности. Изд. КФ базы АН СССР, № 2, ст. 12—29, 1948.

Никитин В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». Междунар. геол. конг., XXII сессия, докл. сов. геологов, пробл. 6, «Недра», 1965.

Скропышев А. В. Геолого-промышленные типы месторождений слюдоносных пегматитов и их поисковые предпосылки. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. XIX, вып. 2, 1965.

Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов. Изд. АН СССР, 1958.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ (РАЙОН ОЗ. СУККОЗЕРА)

На территории Карелии общеизвестны так называемые слюдяные и керамические пегматиты, особенно широко распространенные в Приладожье и Северной Карелии. Их геохимическая специфика в значительной мере определяется акцессорной урановой, редкоземельной и цирконо-гафниевой минерализацией, характерной чертой является небольшая роль бериллия, даже акцессорные минералы которого представляют значительную редкость. В целом Карелия по содержанию бериллия в гранитоидах отнесена А. А. Беусом («Геохимия...», 1964) к числу провинций СССР, обедненных этим элементом.

В этой связи представляет интерес находка сотрудниками Института геологии (г. Петрозаводск) акцессорного берилла в пегматитовой жиле, подсеченной скважинами, пробуренными при разведке Межозерского железорудного месторождения, расположенного к востоку от оз. Суккозера (Западная Карелия). Геологическую основу Межозерского месторождения образуют метаморфические породы гимольской серии, представленные главным образом железистыми кварцитами, конгломератами, различными кристаллическими сланцами и лептитамии нижнепротерозойского возраста (Чернов, 1964). Кроме жил, подсеченных скважинами, в этом районе, несмотря на плохую обнаженность, обнаружены также и коренные выходы пегматитов, которые приурочены к базальным слоям гимольской серии (Чернов, 1964) или непосредственно к ее контакту с архейским основанием.

При проведении геологосъемочных и тематических работ многочисленные пегматитовые жилы неоднократно отмечались и дальше на север от оз. Суккозера в полосе нижнепротерозойских образований в районе Хедозера—Челмозера.

Широкое развитие пегматитов в пределах единой структурной зоны дает основание предполагать здесь наличие обособленного (Западно-Карельского) поля пегматитов нижнепротерозойского возраста. Специального изучения этих пегматитов не проводилось, так что в настоящее время об их составе, строении и особенностях минерализации имеются лишь самые общие сведения, собранные большей частью попутно при проведении различных геологических работ.

На участке между озерами Хедо и Челмозеро, по данным М. М. Стенаря (1966), в суперкрупных породах гимольской серии встречаются пегматитовые жилы мощностью до 20—30, реже до 50 м. По составу среди них различаются белые плагиоклазовые и красные существенно микроклиновые пегматиты с турмалиновой минерализацией и небольшим содержанием мелкокристаллического мусковита (2—5 см в поперечнике), для которого обычен серебристо-зеленый цвет.

Характерной особенностью пегматитов района Хедозера—Челмозера является кислый состав плагиоклазов, которые, по свидетельству М. М. Стенаря (1966), представлены альбитом и альбит олигоклазом. Среднее содержание анортитовой составляющей, рассчитанное по химическим анализам М. М. Стенаря (1966), в плагиоклазах двух пегматитовых жил не превышает 4%, в то время как в керамических и слюдяных пегматитах преобладает олигоклаз № 16—20.

В районе оз. Суккозера по формальному признаку (цвету микроклина) условно можно выделить две разновидности пегматитов: с белым и с розовым микроклином.

Сильно альбитизированные пегматиты с белым микроклином, видимо, являются главной разновидностью пегматитов района. Они подсечены многочисленными скважинами и встречены в обнажениях. В мелких пегматитовых жилах (мощностью до 3—4 м) дифференциация выражена слабо и проявляется в укрупнении зернистости пегматита от контактов к центральным частям жил, где обособляются мелко-блоковые выделения кварца в ассоциации с шерлом и чешуйчатым мусковитом (рис. 1). В более крупных жилах, контакты которых не вскрыты, различаются участки, сложенные неравнозернистым пегматитом с аплитовидной промежуточной массой и порфириовидными таблитчатыми выделениями белого микроклина (3×10 см), а также участки блокового микроклина, интенсивно замещенного шахматным и мелкопластинчатым альбитом и кварцем.

В отличие от микроклин-пертита северокарельских и приладожских пегматитов микроклин в пегматитах Суккозера почти не содержит пертитовых вростков. В нем наблюдается чередование отчетливо решетчатых и несдвойникованных участков, что также необычно для микроклина пегматитов других районов Карелии.

Распространенным второстепенным минералом пегматитов с белым микроклином является черный турмалин, образующий мелкие игольчатые и более крупные (до 5—7 см в длину) призматические кристаллы и сростки неправильных зерен. Преобладает турмалин интенсивно плеохроирующий в розовато-синих тонах ($N_0 = 1,676$), реже встречается, видимо, несколько более ранний турмалин с зеленовато-бурыми цветами плеохроизма. К числу обычных второстепенных минералов суккозерских пегматитов принадлежит также буровато-красный гранат, развивающийся в виде мелких кристаллов, образованных в основном гранями (110).

В искусственных шлихах, выделенных из 2 протолочных проб, обнаружен, кроме того, довольно специфичный набор акцессорных минералов, которые в порядке уменьшения содержания в протолочках образуют следующий ряд: пирит, апатит, колумбит, молибденит, малакон, сфен, шеелит. В этом перечне особенно интересен колумбит, так как он характерен для редкометальных пегматитов, но неизвестен в архейских пегматитах Северной Карелии и мало распространен в пегматитах Приладожья (Калита, 1965).

В обоих протолочках, кроме перечисленных, были встречены зерна минерала, предположительно определенного как оранжит по его характерному желтовато-оранжевому цвету, смолистому блеску, изотропности и величине показателя преломления ($N \approx 1,760$).

Присутствие в пегматитах сфена и шеелита, распространенного во вмещающих жилах гнейсо-гранодиоритах, а также находки единичных зерен голубовато-зеленой шпинели и голубоватого корунда с пятнистым распределением окраски ($N_0 = 1,767$), видимо, свидетельствуют

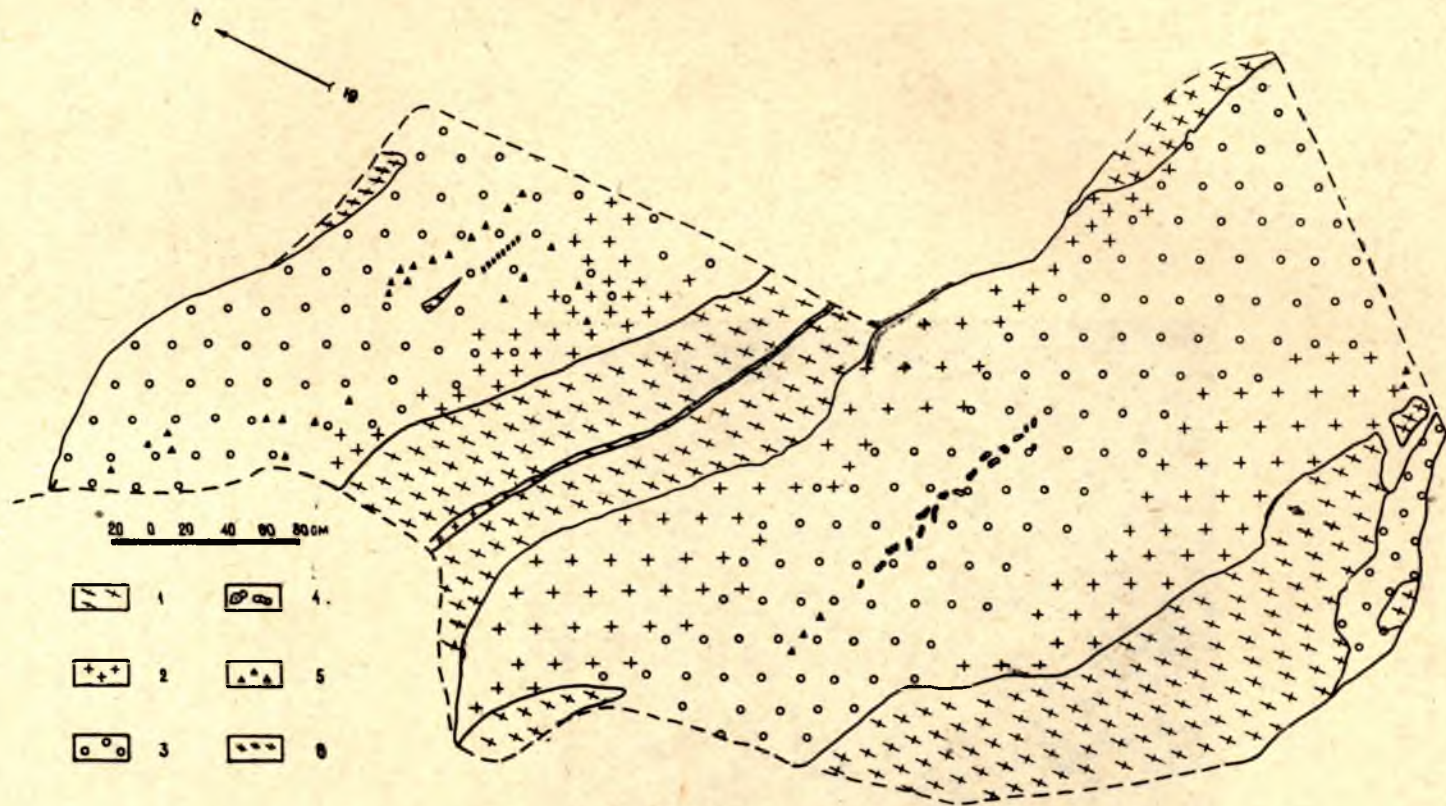


Рис. 1. Характер дифференциации пегматита:

1 — гнейсо-гранит; 2 — мелкозернистый пегматит; 3 — более крупнозернистый пегматит; 4 — кварц; 5 — турмалин; 6 — мусковит

(Ферсман, 1960) о явлениях гибридизма и обмене компонентами между пегматитами и вмещающими породами.

Пегматиты с розовым микроклином подсечены буровыми скважинами в железистых кварцитах, слагающих верхнюю часть гимольской серии. В одной из микроклиносодержащих жил мощностью около 7 м и была обнаружена акцессорная берилловая минерализация.

Берилл встречен в богатом кварцем (около 50%) мелкозернистом микроклин-плагиоклазовом пегматите пегматит-гранитной структуры. Плагиоклаз пегматита серовато-белый, полупрозрачный, сильно ири-



Рис. 2 Берилл в микроклин-плагиоклазовом пегматите:

Ве — берилл

зирующий в голубых тонах, представлен олигоклаз-альбитом № 13. Он развивается в виде изометричных, иногда идиоморфных зерен (до 2 см в длину). Бледно-розовый полупрозрачный микроклин в количественном отношении почти не уступает плагиоклазу. Светло-дымчатый зернистый кварц с полевыми шпатами особенно с микроклином часто имеет границы коррозионного характера.

По мощности жилы акцессорный берилл встречен лишь в керне из определенных интервалов, где он распределен в мелкозернистом пегматите более или менее равномерно.

В суккозерских пегматитах берилл образует короткопризматиче-

ские несовершененно ограниченные кристаллы, достигающие 2 см в длину и 1,3 см в поперечнике (рис. 2). Цвет его светлый, серовато-зеленый, почти белый. Методом фотометрии пламени (аналитик Н. В. Укконен) в нем установлено 1,30% Na_2O и 0,37% K_2O . Спектроскопически полуколичественно (аналитик Э. С. Васильева) обнаружено около 0,3% лития (рубидий, цезий, к сожалению, не определялись), десятые и сотые доли процента железа, магния, марганца, галлия, кальция; около 0,01% — ванадия, никеля, циркония, хрома, тысячные и десятитысячные доли процента скандия, олова и кобальта.

По высокому содержанию щелочей берилл из суккозерских пегматитов принадлежит к щелочной разновидности, что подтверждается сравнительно высокими показателями преломления (N_o —1,587, N_e —1,580) и величиной параметра элементарной ячейки (табл. 1), который в берилле возрастает с увеличением содержания щелочей (Франк-Каменецкий, Соседко, 1959).

Таблица 1

Результаты расчета дебаеграммы берилла
(железное излучение, диаметр камеры 57,3;
аналитик Р. П. Эйгирд)

l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$
5	8,03	10	1,523
2	4,68	6	1,463
3	4,04	8	1,439
10	3,30	7	1,374
5	3,05	1	1,298
10	2,894	10	1,276
5	2,541	10	1,263
3	2,329	1	1,216
4	2,231	10	2,204
4	2,171	1	1,119
6	2,006	6	1,152
10	1,753	8	1,117
6	1,723	9	1,049
9	1,639	8	1,015
2	1,606	8	0,997
5	1,581		
2	1,543		

$$a_0 = (9,20 \pm 0,01) \kappa X; C_0 = (9,21 \pm 0,01) \kappa X.$$

Известно, что в земной коре бериллий, наряду с образованием собственных минералов, главным из которых является берилл, в виде ничтожной по содержанию изоморфной примеси рассеивается в решетках многих минералов.

Однако возможности изоморфизма бериллия в полевых шпатах, кварце и ряде других минералов весьма ограничены, так как маленький ион бериллия не способен замещать крупные ионы щелочных и щелочно-земельных элементов, а изоморфизм комплексов $[\text{BeO}]^{-6}$ и $[\text{SiO}_4]^{-4}$ также затруднен, с одной стороны, из-за необходимости компенсации зарядов («Геохимия...», 1964), с другой, как полагает В. И. Лебедев (1957), — из-за стремления кислорода насыщать ковалентные связи, что в условиях избытка кремния и алюминия (кислые породы) легче достигается за счет этих элементов.

Все-таки, несмотря на ограниченность изоморфизма бериллия в силикатах, породообразующие минералы пегматитов с бериллом, как показал А. А. Беус (1906), значительно богаче бериллием, чем соответствующие минералы из пегматитов без берилла. Следовательно, количество бериллия, входящего в решетки породообразующих минералов зависит от его валового содержания в пегматите. Отсюда вытекает возможность аналитического определения типов пегматитов по содержанию редких элементов в главных породообразующих минералах (Н. А. Солодов, 1965).

С этой целью в спектральной лаборатории Института геологии (г. Петрозаводск) аналитиком Э. С. Васильевой было проведено количественное определение акцессорного бериллия в минералах суккозерских пегматитов с бериллом и без него. Результаты определений, приведенные в таблице 2 в сравнении с данными для пегматитов других районов, показывают, что пегматиты с белым микроклином по содержанию бериллия в микроклине, кварце, турмалине и гранате очень близки пегматитам без бериллиевой минерализации, в том числе слюдоносным пегматитам Северной Карелии.

В микроклиносодержащих пегматитах с бериллом решетки породообразующих силикатов близки к насыщению бериллием, содержание которого в них приближается к максимальному для редкометалльных пегматитов (табл. 2). Относительно высокое содержание бериллия

Таблица 2

Содержание бериллия ($10^{-4}\%$) в небериллиевых минералах и пегматитах

Минерал, порода	Пегматит суккозерский		Слюдоносные пегматиты Северной Карелии	Данные Беуса (1960) и Солодова (1962) для пегматитов	
	с белым микроклином	с розовым микроклином		без редкометалльных минералов	с бериллом
Плагиоклаз (альбит)	—	25	1—9	—	4—61
Микроклин	1,2	30	1—3	1—3	5—36
Кварц	не обнаружен	30	1	1	0,5—4
Турмалин (шерл)	5	15	3,5—5,5	—	13—65
Гранат	следы	—	1—1	—	6—40
Легкая фракция	1,7—2,5	—	—	—	—
Пегматит	—	—	1—2	2—10	10—250

в кварце (0,003% Be) может быть связано с микровключениями акцессорного берилла. Независимо от формы вхождения бериллия в анализировавшиеся минералы резкое различие его содержаний скорее всего свидетельствует о существовании в районе Суккозера пегматитов двух типов.

Весьма вероятно, что выделенные М. М. Стенарем (1966) на участке Хедозеро—Челмозеро «красные» микроклиновые пегматиты однотипны с содержащими розовый микроклин и акцессорный берилл пегматитами района оз. Суккозера.

В целом по характеру акцессорной ниобиевой и берилловой минерализации, а также по широкому развитию альбита рассмотренные нижнепротерозойские пегматиты Западной Карелии существенно отличаются от пегматитов других районов республики, но очень близки, в том числе и по геологическому положению, докембрийским редкометалльным пегматитам некоторых других пегматитовых полей СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд. АН СССР, 1960.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I, II, «Наука», 1964.
- Калита А. П. Особенности минерализации гранитных пегматитов редкоземельного ряда восточной части Балтийского щита. В кн.: «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов», «Наука», 1965.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ, Л., 1957.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Солодов Н. А. Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов. Международный геологический конгресс, XXII сессия, докл. сов. геол., «Недра», 1964.
- Стенарь М. М. Гранитоиды района Хедозеро—Большозеро—Кимасозеро. В кн.: «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карел. книж. изд-во, Петрозаводск, 1966.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Избр. труды, т. VI, Изд. АН ССР, 1960.
- Франк-Каменецкий В. А., Т. А. Соседко. О характере изоморфизма в щелочных бериллах. Доклады АН СССР, т. 118, № 4, 1958.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1964.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ РАЙОНА РУДНИКА КАРЕЛЬСКОГО

Рудник Карельский является одним из главных поставщиков высококачественного мусковита в Чупино-Лоухском слюдоносном районе. По мере возрастания добычи слюды и увеличения объемов поисково-разведочных работ знание факторов, контролирующих пространственное размещение слюдоносных пегматитовых жил, приобретает на месторождении все большую остроту. Оценка влияния того или иного фактора контроля тесным образом связана с установлением относительного возраста пегматитовых жил и расшифровкой тектонических процессов, предшествовавших их формированию.

В основу настоящей статьи, посвященной рассмотрению этих вопросов, помимо личных наблюдений автора, положены результаты детальных геологосъемочных, геофизических и поисково-разведочных работ, выполненных на месторождении сотрудниками Северной экспедиции СЗТГУ Б. Я. Алексеевым, А. А. Мустонен, В. М. Ивановой, Э. А. Поляк, Е. Г. Алейниковым, П. А. Лебедевым.

Месторождение располагается непосредственно к юго-востоку от станции Полярный круг Октябрьской ж. д. и объединяет пять пегматитовых участков: Пертиварака, Дальние и Ближние Топорные варакки, Хитоварака и Копатварака (рис. 1).

В геолого-структурном отношении оно размещается в ядерной части Хитогорской антиклинали северо-западного (330°) простирания (структура II порядка). В строении этой крупной складки (размах крыльев превышает 16 км) принимают участие породы чупинской (Agn_3) и отчасти хетоламбинской (Agn_4) свит беломорской серии гнейсов и мигматитов¹.

СТРАТИГРАФИЯ

Непосредственно в ядре антиклинали обнажаются разнотекстурные глиноземистые гнейсы, гранито-гнейсы, аплитовидные породы и амфиболиты, представляющие среднюю часть разреза чупинской свиты. Эти породы условно подразделяются на два стратиграфических горизонта. В основании изученного разреза залегает мощная (более 600 м) пачка (горизонт 5) существенно глиноземистых гранато-биотитовых гнейсов неяснополосчатой и очковой текстуры, заключающая крупные

¹ Стратиграфические подразделения даны в соответствии со схемой Е. П. Чуйкиной (СЗТГУ).

тела аплитов и гранит-аплитов. Структура гнейсов мелкозернистая до среднезернистой. Пласты средне- и крупнозернистых четкополосчатых дистено-гранато-биотитовых гнейсов развиты ограниченно.

Выше по разрезу залегают породы горизонта 6. Гнейсы этого горизонта отличаются от нижележащих пород более массивным обли-

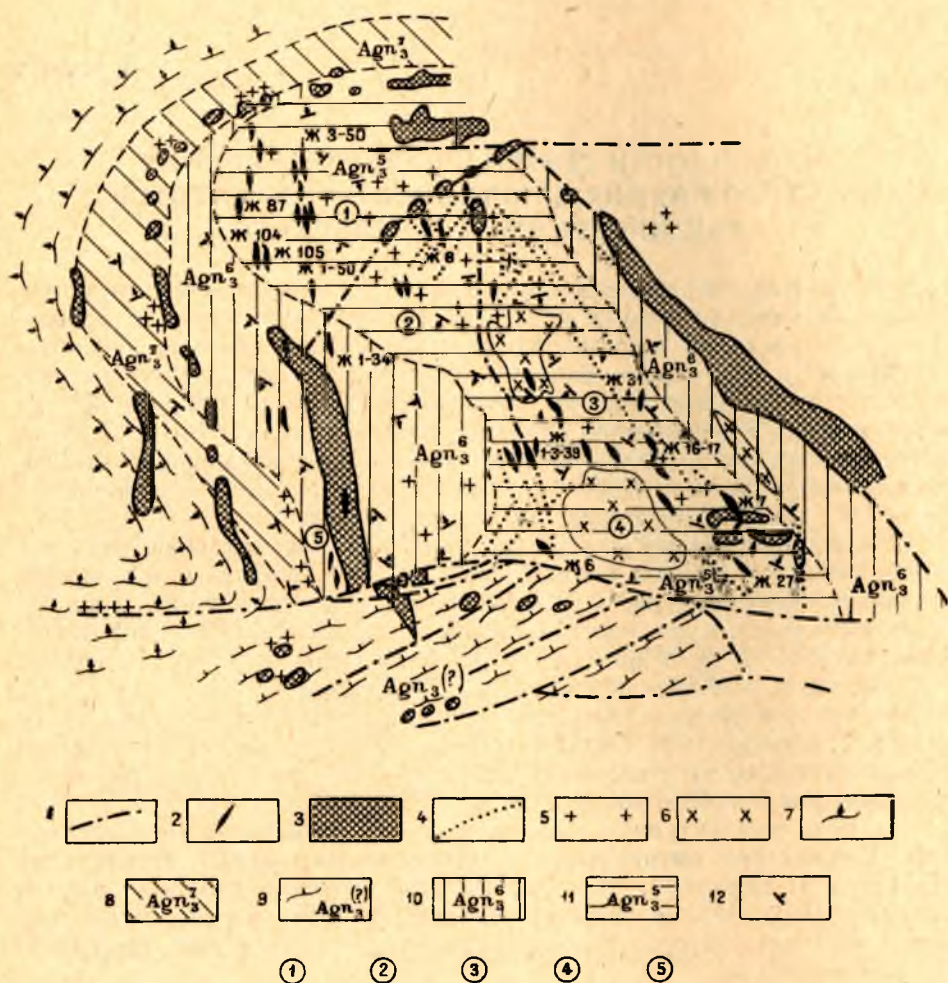


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения:

1 — омоложенные древние тектонические нарушения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — интрузии пород основного — ультраосновного состава; 4 — зоны сколовых нарушений; 5 — гранито-гнейсы и порфиробластические гнейсы; 6 — зоны будинажа амфиболитов; 7, 8, 10, 11 — породы средней части разреза чупинской свиты; 9 — зона частой перемещаемости граната биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов основания разреза чупинской свиты (предположительно); 12 — элементы залегания гнейсов.

Цифры в кружках — наименования участков:

1 — Пертиварака; 2 — Дальние Топорные вараки; 3 — Ближние Топорные вараки; 4 — Хитоварака; 5 — Копативарака

ком и тонко- и мелкозернистой структурой. Для гнейсов горизонта 6 также характерно обилие пластов амфиболо-биотитовых гнейсов и тел аплитов. Мощность горизонта 6 составляет 450 м.

Ядро Хитогорской антиклинали обрамляется полосой биотитовых гнейсов (участками гранито-гнейсов) с прослоями глиноземистых гнейсов. Эти породы относятся к горизонту 7, мощность которого составляет 375 м.

Метаморфические породы прорываются интрузиями габброидов (габбро-норитов, габбро-пироксенитов, габбро-перидотитов, микрогаббро и т. д.). Пегматитовые жилы, в свою очередь, пересекают гнейсы, ультраметаморфические породы (аплиты, гранит-аплиты, гранито-гнейсы), интрузии габброидов и являются наиболее молодыми интрузивными образованиями архейского возраста.

Складчатые структуры и ультраметаморфизм

Ядро основной структуры характеризуется сложным складчатым строением. Здесь закартированы две куполовидные складки III порядка: Пертиозерская и Хитоваракская антиклинали, сочлененные в участке ундуляции шарнира основной структуры (район озера Ламбучи) седловидной складкой IV порядка. Размах крыльев складок III порядка составляет обычно 2—2,5 км. Для складок IV порядка эта величина не превышает 0,5—1 км. Пертиозерская антиклиналь является поперечной складкой — шарнир ее полого погружается на запад; а Хитоваракская антиклиналь — продольной. В юго-западной части ядра основной структуры обе антиклинали плавно сменяются продольной Копатозерской брахисинклиналью III порядка, осевая поверхность которой круто наклонена на юго-запад (240°). Восточное крыло Хитоваракской антиклинали осложняется серией поперечных пологоволнистых складок IV порядка.

Для складок III и IV порядков характерно асимметричное строение, обусловленное различием мощностей их крыльев; при этом углы падения крыльев, отличающихся большей мощностью, всегда оказываются более крутыми.

На фоне перечисленных складок картируется сложная складчатость более высоких порядков, нередко переходящая в пloyчатость.

Конфигурация крыльев складок III и IV порядков маркируется «разлинзованным» пластом средне- и крупнозернистых полосчатых дистено-гранато-биотитовых гнейсов, залегающим в кровле горизонта 5. В сводах складок III и IV порядков обнажаются разнозернистые гранато-биотитовые гнейсы несовершенной полосчатости (Пертиозерская антиклиналь, Копатозерская брахисинклиналь, седловидная структура оз. Ламбучи и др.). К этим же частям складок приурочены зоны интенсивной мигматизации и гранитизации гнейсов.

Ультраметаморфические породы здесь представлены согласными линзами плагиоаплитов, гранитовидным цементом в зонах дробления и будинажа тонко- и мелкозернистых гнейсов и амфиболитов, агрегатами порфиروبластов полевых шпатов и, наконец, субпластовыми телами гранит-аплитов смешанного состава.

Отчетливая приуроченность перечисленных ультраметаморфических пород к пачкам разнозернистых гнейсов несовершенной полосчатости и их отсутствие среди пластов средне- и крупнозернистых четко-полосчатых разностей тех же гнейсов несомненно примечательны.

Согласно К. А. Шуркину (1957, 1962), такого рода избирательное размещение ультраметаморфических пород определялось литолого-механической неоднородностью мигматизируемого разреза гнейсовых пород и геологоструктурным положением контрастных по своим физико-механическим свойствам частей этого разреза. Так, при мигматиза-

ции исходно пластичных пород тонкослоистой и сланцеватой текстуры образовались полосчатые гнейсы. В противоположность этому в процессе мигматизации первоначально слабoplastичных и хрупких пород массивного сложения сформировались гнейсы несовершенной полосчатости. В последних аплитовидный материал чаще всего составляет прерывисто-послойные, ветвистые, сетчатые и пятнистые агрегаты, обуславливающие неяснополосчатый, очково-полосчатый и тому подобный облик гнейсов.

В условиях одновременной деформации пачек физически разнородных пород тектонические напряжения в исходно хрупких гнейсах приводили к возникновению многочисленных трещин и разрывов, а в исходно пластичных гнейсах — межпластовых дифференциальных подвижек (проскальзываний).

Отметим, кстати, что и на последующие тектонические напряжения полосчатые средне- и крупнозернистые гнейсы реагировали как пластичные породы, а разнотекстурированные гнейсы несовершенной полосчатости — как относительно хрупкие породы (см. ряд хрупкость—пластичность Ю. Е. Рыцк (1962)). Это положение было наглядно иллюстрировано также результатами детальной геологической съемки, проведенной В. В. Зарубиным в 1963 году на соседнем месторождении.

Приуроченность относительно хрупких гнейсов к ядерным частям складок III и IV порядков способствовала интенсивному раздроблению и мигматизации этих пород, что «объясняется образованием здесь вследствие растяжения многочисленных микроразрывов, полостей отслаивания и других путей для циркуляции подвижного материала» (Шуркин, 1962).

Наибольшим разнообразием ультраметаморфических пород и их широким распространением отличается сводовая часть Пертиозерской антиклинали. Детальное изучение этой структуры показывает, что к числу ранних пород, связанных с процессами послойной мигматизации, относятся обычно небольшие ($2-5 \times 5-20 \text{ м}^2$) пластовые линзы аплитов плагиоклазового состава. Сложение аплитов равномернозернистое. Текстура сланцеватая или массивная. Контакты тел сланцеватых аплитов резкие, а массивных неотчетливые. Массивные аплиты нередко сопровождаются широкими ореолами лейкократовых гнейсов (аплито-гнейсов). Почти одновременно с плагиоаплитами возникают мелкие (до $0,5-1 \text{ см}$) порфиробласты плагиоклаза (№ 28—36), рассеянные среди пачек гнейсов горизонтов 5 и 6. Такие порфиробласты ассоциированы с послойно прерывистыми «инъекциями» аплитовидного материала в гнейсах и в совокупности с ними определяют очково-полосчатый облик гнейсов. Состав полевого шпата в «инъекциях» и в порфиробластах одинаков.

С появлением порфиробластов плагиоклаза связано частичное разлинзование и перекристаллизация массивных или слабослоистых песчаникоподобных гнейсов и амфиболитов. Эти процессы особенно активизируются на стадии образования агрегатов крупных ($1-3 \text{ см}$, иногда более) субидиоморфных метакристаллов олигоклаза и микроклина, содержащих включения серого кварца. Кварц-полевошпатовые порфиробласты корродируют минералы гнейсового субстрата и аплитовидных «инъекций», а также развиваются за счет мелких порфиробластов плагиоклаза. В отличие от последних они нередко группируются вдоль локальных трещин, секущих гнейсы под различными углами (шахта № 6 Пертивараки, район жил 8 и 16—51 Дальних Топорных варак).

В участках концентрации кварц-полевошпатовых порфиробластов фрагменты (линзы, блоки, обрывки) мелкозернистых гнейсов и амфиболитов цементируются гранит-аплитом. Размеры блоков и линз этих пород достигают иногда первых десятков квадратных метров (восточный берег Пертиозера, район жил № 8 и 16—51). Периферические части фрагментов гнейсов и амфиболитов подвергаются перекристаллизации, огнейсованию и ассимиляции. Вследствие этого порфиробластический цемент насыщается агрегатами чешуйчатого биотита с примесью перекристаллизованного граната. В случае значительной степени раздробления и ассимиляции гнейсов образуется неравномернозернистая гранитовидная порода, сходная по облику с тeneвым гранитом (или с гранито-гнейсом).

Размеры зон будинажа и гранитизации (фельдшпатизации) достигают иногда нескольких тысяч квадратных метров (например, зона будинажа района оз. Ламбучи).

Частые несоответствия ориентировки ксенолитов гнейсов и амфиболитов в зонах будинажа общему простиранию окружающих гнейсов указывают на активный характер тектонических движений, сопутствовавших метасоматической гранитизации. Кроме того, сами зоны будинажа и тела порфиробластических гранит-аплитов (гранито-гнейсов) нередко фиксируют локальные структурные несогласия в элементах складок.

В пределах других складок ядерной части основной структуры ультраметаморфические и сопутствующие им тектонические процессы (в частности, порфиробластез и разлинзование гнейсов) проявлены значительно слабее.

Разрывные нарушения позднесинкинематической стадии

Детальное картирование показывает, что на стадии завершения главной фазы складчатости происходит постепенное перерастание складчатых движений в разрывные.

К этому времени относится заложение протяженных разломов широтного простирания. Они расчленили Хитогорскую антиклиналь на крупные блоки, существенно отличающиеся друг от друга особенностями геологического строения.

Один из таких разломов располагается в северной части месторождения и является западным продолжением Лопатовогубского разлома. Наличие последнего установлено многими геологами (Л. Я. Сидоренко, К. А. Шуркин, Е. П. Чуйкина, Н. В. Горлов, Н. П. Голочалов и др.) в районе Станционного полуострова по структурно-стратиграфическому несогласию в залегании пород чупинской и хетолаббинской свит. Другой, Хитогубский разлом срезает южное крыло Хитогорской антиклинали и фиксирует отчетливое структурно-стратиграфическое несогласие пород средней части и основания (горизонт Agp_3) разреза чупинской свиты. Вдоль северного крыла этого нарушения прослеживается полоса перемятых гнейсов и аплитов, а отдельные отрезки осевой части разлома маркируются телами розовых гранит-аплитов, либо грубокристаллическими агрегатами дистена, граната и слюд (западный берег Копатозера).

Для установления относительного возраста широтных разломов решающее значение имеет пересечение Хитогубского нарушения субмеридиональной дайкой габбро-перидотита, установленное в районе северного берега Копатозера и его островов. Согласно систематике К. А. Шуркина, эта дайка должна быть отнесена в число «позднеороген-

ных» образований. О вероятной принадлежности Хитогубского разлома к позднесинкинематической стадии, кроме того, свидетельствует присутствие в зоне нарушений тел гранит-аплитов смешанного состава. В дальнейшем Хитогубский разлом претерпел омоложение, что доказывается раздроблением упомянутой дайки и перемещением ее нарушенных частей. Вероятно, возобновление движений относится к пост-архею. На это указывает обнаружение в керне скважины № 1, пробуренной в северном крыле разлома, брекчии с обломками пегматита, гнейсов и аплитов.

Блок, заключенный между обоими широтными разломами и вмещающий изученное месторождение, в свою очередь, расчленяется тремя системами: СЗ 320°; СЗ 350°; СВ 10°; СВ 20—45° протяженных нарушений сколового типа¹. Сколовые нарушения получили наибольшее распространение в центральной части ядра Хитогорской антиклинали, на участках Дальние Топорные вараки и Хитоварака. С заложением сколовых трещин связана структурная перестройка площадей обоих участков. Сколовые трещины фиксируют резкие угловые несогласия и ограничивают блоки гнейсов различной формы (клинья, пластины и т. п.).

На участке Дальние Топорные вараки протяженные крутопадающие трещины скола северо-западного и северо-восточного простирания занимают поперечно секущее и диагонально секущее положение в структуре относительно хрупких гнейсов. Площадь распространения трещин скола здесь ограничена контуром развития порфиробластеза. Блоки гнейсов, зажатые между трещинами, нередко отличаются сложным и автономным складчатым строением. Среди мелких складчатых форм, закартированных внутри блоков, заметно преобладают разнообразные синклинали (брахиподобные, желобовидные и т. п.), а также флексуры. Последние особенно отчетливо фиксируются в пределах узких (2—5 м) зон, непосредственно примыкающих к трещинам. В этих зонах гнейсы, помимо пластических деформаций, указывающих на сдвиговую и сбросо-сдвиговую природу трещин скалывания, подвергаются перекристаллизации, рассланцеванию, мусковитизации, фельдшпатизации и аплитизации. Аналогичное насыщение гнейсов аплитовидным материалом наблюдается в ядрах внутриблоковых складок.

Сколовые трещины неравномерно залечены мелкими жилевидными телами гранит-аплитов (иногда пегматит-аплитов), жилами гранит-пегматита, пегматита и кварца, а также агрегатами кварц-мусковитового метасоматита. Кроме того, отдельные участки трещин маркируются цепочками порфиробластов полевых шпатов. Наиболее древними образованиями, синхронными с заложением сколовых нарушений, являются жилевидные тела гранит-аплитов (и пегматит-аплитов). Они не имеют отчетливых ограничений и связаны постепенными переходами с участками аплитизации и гнейсов в крыльях нарушений и в ядрах упомянутых внутриблоковых складок.

Наблюдения над возрастными взаимоотношениями жил, заполняющих отдельные отрезки сколовых трещин, указывают на последующее неоднократное возобновление тектонических подвижек вдоль трещин и сопутствующих им внедрений пегматита и кварца.

Совершенно иной характер околотрещинных изменений наблюдается на участке Хитоварака. Здесь наиболее протяженные трещины субмеридионального простирания залегают практически согласно

¹ Представление о блоковом строении месторождения было впервые высказано Э. А. Поляк в 1957—1958 годах.

с пачками неясно полосчатых гнейсов или секут их под острым углом. Вдоль этих нарушений прослеживаются сравнительно узкие зоны смятия и развальцевания гнейсовых пород. Последние подвергаются перекристаллизации, дистенизации, графитизации и мусковитизации. Ширина зон механического воздействия на боковые гнейсы заметно уступает ширине ореолов их минеральных изменений. Вследствие этого гранато-биотитовые гнейсы несовершенной полосчатости вблизи трещин преобразуются в четкополосчатые грубозернистые дистено-гранато-биотитовые гнейсы, а на удалении, существенно не меняя своего первичного структурно-текстурного облика, насыщаются крупными (до 1,5 см) пластинчатыми кристаллами дистена и чешуйчатыми агрегатами графита.

В сколовых трещинах этого участка гранит-пегматитовые и кварцевые жилы встречаются крайне редко, так что на значительном протяжении они оказываются совершенно неминерализованными. Лишь в узлах пересечений нарушений северо-восточного и субмеридионального простираний встречаются крупные пластовые и субпластовые тела неравномернозернистых гранит-аплитов.

Согласно В. В. Зарубину, образование четкополосчатых грубозернистых дистено-гранато-биотитовых гнейсов с графитом объясняется миграцией глинозема и углерода, заимствованных из боковых гнейсов, в зоны динамотермального метаморфизма (в данном случае в зоны трещин скола). Такое объяснение хорошо согласуется с данными микроскопического изучения неяснополосчатых гнейсов участка Хитоварака: в них почти постоянно наблюдается примесь мелкопластинчатого дистена. Заметим в этой связи, что в порфиробластических гнейсах Дальних Топорных варак мелкокристаллический дистен встречается спорадически, поэтому (отчасти) характер околотрещинных изменений там иной.

Таким образом, на месторождении устанавливается два типа сколовых нарушений, заложение одного из которых сопровождалось процессами ультраметаморфизма, а второго — процессами дистенизации, графитизации и мусковитизации.

Позднекинематические интрузии пород основного — ультраосновного состава

Согласно данным региональных исследований Л. Я. Сидоренко, Е. П. Чуйкиной, К. А. Шуркина и др., в обширном районе, примыкающем к площади месторождения с севера и северо-востока, интрузии пород основного — ультраосновного состава образуют несколько концентрических поясов. Пояса интрузий в целом повторяют складчатый рисунок крыльев Хитогорской антиклинали. По мнению К. А. Шуркина (1962, стр. 104—105), все эти интрузии должны быть отнесены к ранеорогонным образованиям.

В пределах изученной площади прослеживается цепочка интрузий метагбброндов, слагающая «внутренний» пояс. Этот пояс на значительном своем протяжении приурочен к породам маркирующего горизонта 7, косо рассекает западное крыло основной складки и ограничивает сложнодислоцированное ядро этой структуры от области сравнительно спокойного залегания пород на ее крыльях.

Морфологически интрузии «внутреннего» пояса представлены линзами, серповидными и штокоподобными телами. Эти тела, по данным магнитометрии, нередко занимают продольносекущее положение в структуре вмещающих пород. Интрузии располагаются вблизи кон-

тактов пачек биотитовых гнейсов с прослоями глиноземистых гнейсов. Характерна также приуроченность интрузий метагабброидов к прерывистым зонам мясокрасных и розовых микроклиновых гранитов (гранито-гнейсов), метасоматически замещающих биотитовые гнейсы горизонта 7.

При детальном изучении интрузий обнаруживаются следующие их особенности:

1. Интрузии сильно амфиболитизированы и в ряде случаев представлены гранатовым габбро-амфиболитом. Однако почти повсеместно в краевых частях интрузий прослеживаются маломощные (от 0,5 до 3 м) оторочки метагаббро микрозернистого и мелкозернистого сложения («закалочные зоны»).

2. Согласно и субпластовые линзы метагабброидов сопровождаются апофизами, подчас жестко рассекающими вмещающие гнейсы (например, интрузии северного берега Копатозера и северного фланга участка Пертиварака). Кроме того, правильная линзовидная форма некоторых интрузий осложняется ступенчатыми выступами, срезающими полосчатость гнейсов и реликтовую полосчатость метасоматических гранитов.

3. Тела основных пород не подвергаются мигматизации и гранитизации. Ни в одном из случаев не наблюдалось признаков будинирования интрузий или их смятия в складки.

4. Тела основных пород внутреннего пояса прорываются пегматитовыми и кварцевыми жилами, а также жилами микроклиновых гранитов. Последние иногда постепенно переходят в зональные пегматиты существенно микроклинового состава. Вблизи упомянутых жил габбровая порода превращается в биотитовый слюдист с примесью граната.

Перечисленный комплекс особенностей интрузии «внутреннего» пояса позволяет отнести их к более молодым образованиям, чем это предполагает К. А. Шуркин.

В пределах ядра Хитогорской антиклинали закартировано четыре системы нарушений, выполненных дайками амфиболитизированных микрогаббро-диабазов и габбро-перидотитов. К их числу относятся:

1) субмеридиональная дайка габбро-перидотита (район Копатозера — Пертиозера) и сопровождающие ее мелкие дайки габбро-диабазов, встреченные в кернах буровых скважин на участках Пертиварака и Копатварака;

2) северо-западная (320°) зона крупных крутопадающих даек габбро-перидотитов, прослеженная геолого-геофизическими работами в районе Щучьего озера;

3) широтные пояса субпластовых даек габбро-амфиболитов юго-восточной части участка Хитоварака;

4) северо-восточная ($30-40^\circ$) зона магнитных аномалий района Пертиозера (предположительно), обусловленных влиянием «слепых» интрузий габброидов.

Перечисленные интрузии размещаются исключительно среди участков, сложенных относительно хрупкими гнейсами горизонтов 5 и 6.

Рассмотрим особенности строения и размещения наиболее детально изученных даек.

Субмеридиональная дайка габбро-перидотита протягивается на расстояние 2,75 км от широты Копатозера до широты Пертиозера. Средняя мощность тела 200 м. Дайка косо срезает западное крыло Копатозерской брахисинклинали и круто ($60-85^\circ$) падает в сторону

падения осевой поверхности складки, то есть на юго-запад 255° . Южный фланг дайки отчетливо сечет плоскость падения гнейсов, а северный залегает практически согласно со структурой вмещающих пород. По данным детального картирования, породы, вмещающие дайку, отличаются сложным складчатым строением, указывающим на вероятное смещение пород всякого бока на север и вниз, а пород лежащего бока — соответственно на юг и вверх. Это обстоятельство позволяет считать, что габбро-перидотитовая магма использовала при своем внедрении нарушение сбросо-сдвигового типа. Дайка умеренно амфиболитизирована. В ее эндоконтактных частях прослеживаются мощные «зоны закалки». Кроме того, Т. Грустан в центральной части тела были обнаружены останцы мелко- и тонкозернистых габбро-перидотитов. Учитывая эти наблюдения и интерпретацию данных магнитометрии, можно заключить, что дайка является слабо эродированным телом. Предполагаемая глубина выклинивания дайки 600—800 м от дневной поверхности. На одном из участков дайка пересекает зону порфиробластического пегматит-аплита плагиоклазового состава и, в свою очередь, сечется мощными зональными пегматитовыми жилами 1—48 и 48.

Аналогичные взаимоотношения даек габброидов с пегматитовыми жилами наблюдаются в юго-восточной части участка Хитоварака. Как отмечалось выше, дайки здесь образуют два широтных пояса, косо секущих растянутое крыло синклинали IV порядка. Дайки осложняются короткими секущими апофизами. Буровыми работами установлено, что дайки падают в направлении падения гнейсов, но заметно круче последних. Дайки приурочены к контакту тел аплитов с глиноземистыми гнейсами и содержат ксенолиты этих пород. Пегматитовые жилы 7, 45, 46 и другие пересекают дайки, вызывая в экзоконтактах интенсивную амфиболитизацию и биотитизацию габбровой породы. Вдоль осевой плоскости крупной слюдоносной жилы № 7 разорванные части дайки смещаются на расстояние 10—15 м (рис. 2д).

Суммируя наблюдения над формой, строением и структурным положением изученных интрузий, можно прийти к следующим обобщениям:

1. Интрузии «внутреннего» пояса ограничивают безрудную часть крыла Хитогорской антиклинали от ее ядра, вмещающего все слюдоносные пегматиты месторождения. Ядро структуры нарушено четырьмя системами даек габброидов (в том числе и габбро-перидотитов, унаследовавших план деформаций предшествующей тектонической стадии). Совокупность различно ориентированных крутопадающих даек грубо повторяет очертания «внутреннего» пояса интрузий основных пород и, в свою очередь, ограничивает наиболее дислоцированную часть ядра антиклинали.

2. Все изученные тела пород основного—ультраосновного состава прорывают дислоцированные гнейсы, тела порфиробластических пегматит-аплитов, аплитов, микроклиновых гранитов (и гранито-гнейсов) и в ряде случаев содержат ксенолиты этих пород. Интрузии не подвергаются мигматизации, будинированию и складчатым деформациям.

По сравнению с дайками габброидов, локализованными в ядре основной структуры, субпластовые интрузии, «внутреннего» пояса отличаются умеренной основностью (габбро, габбро-нориты, очень редко габбро-пироксениты) и более высокой степенью амфиболитизации.

С учетом этих данных можно отнести все изученные интрузии пород основного—ультраосновного состава к числу позднекинематич-

ческих (по систематике К. А. Шуркина, позднеорогенных) образований, считая при этом, что интрузии «внутреннего» пояса сформировались несколько раньше дайкового комплекса пород основного—ультраосновного состава. Иными словами, интрузии основных пород представляют собой ранние дифференциаты единого очага габбро-перидотитовой магмы.

3. Внедрение магмы происходило в условиях заметной консолидации складчатых структур и затухания процессов ультраметаморфизма. При своем внедрении интрузии пород основного—ультраосновного состава использовали крутопадающие трещины скалывания и субпластовые трещины отрыва в относительно хрупких породах или на контактах пород с различными физико-механическими свойствами. Эти нарушения обычно приурочены к крыльям синклиналей III и IV порядков, а также к крыльям крупных антиклинальных складок.

Позднекинematические нарушения обусловили дополнительное расчленение складчатой структуры месторождения на два крупных блока: западный и восточный. Линия, разграничивающая блоки, совпадает с субмеридиональной дайкой габбро-перидотита и северо-восточной зоной нарушения Пертиозера. Пояс интрузий основных пород ограничивает эти блоки с севера и запада, а с востока блоковая структура ограничена Щучьеозерской серией габбро-перидотитовых даек. Южной границей блоковой структуры является Хитогубский разлом (в данном случае под тектоническими блоками понимаются крупные части складчатой структуры, ограниченные крутопадающими расколами. Раздробление складчатой структуры не сопровождалось сколь-нибудь значительным перемещением блоков).

4. Внедрение габбро-перидотитовой магмы завершает дорудный этап развития складчато-блоковой структуры месторождения.

ПЕГМАТИТЫ

Геолого-промышленная характеристика и особенности размещения слюдоносных пегматитов

В пределах изученного месторождения зарегистрировано свыше 400 жил, различающихся размерами, формой, строением и минеральным составом. Около 90% от этого числа жил приходится на гранит-пегматитовые и кварцевые жилы, остальные представлены слюдоносными пегматитами.

В основу деления промышленно-слюдоносных пегматитов месторождения на типы положены минеральный состав и текстурные особенности жил, изучавшиеся М. Е. Салье (1962), Л. Л. Гродницким и другими. Анализ данных разведки и эксплуатации пегматитов показывает, что жилам каждого данного типа (см. табл.) присущи свои размеры, формы, характер ослюденения, а также определенный комплекс показателей качества, содержания и запасов мусковита.

Рассмотрим особенности пространственного размещения слюдоносных пегматитов в пределах обоих тектонических блоков (рис. 1).

Жилы западного блока (участки Пертиварака и Копатварака)

Пегматитовые жилы I и II типов сгруппированы в две узкие (100—250 м) линейные зоны субмеридионального простирания, разделенные практически безрудным участком гнейсов шириной 300—500 м.

Геолого-промышленная характеристика пегматитовых жил, залегающих в глиноземистых гнейсах порфиробластической и несовершенной полосчатой текстуры (составлена по данным разведки и эксплуатации «слепых» и слабоэродированных жил)

Тип	Состав пегматита и строение жил	Морфологические особенности и размеры жил	Характеристика ослюденения	Примеры	Примечания
I	<p>Микроклин-плагиоклазовый пегматит, биотит не характерен</p> <p>Строение зональное:</p> <p>боковая зона — плагиоклазовый пегматит аплитовой и ортотектитовой структур; промежуточная зона — плагиоклазовый пегматит апографической и пегматоидной структур;</p> <p>центральная зона — блоки молочно-белого плагиоклаза, матово-желтого микроклина и серого кварца</p>	<p>Линзовидные тела, иногда усложненные раздувами неправильной формы. Длина 50—80 м; протяженность по падению 45—65 м; мощность 2,5—3,0 м</p>	<p>Ослюденение богатое, равномерное, приурочено к полосам и гнездам кварц-мусковитового комплекса и к зонам блокового пегматита. Содержание забойного сырца около 70 кг/м³; балансовый показатель около $\frac{300 \text{ кг/см}^2}{\text{м}^3}$; выход промышленного сырца 50%</p>	<p>Хитоварака, жилы № 6, 7а, 17—47, 3—39; „Слепая“, 31 и др.</p>	<p>Пегматитовые жилы I типа являются главными объектами эксплуатации. На участках Пертиварака и Дальние Топорные вараки пегматиты I типа слагают самостоятельные жильные тела, а на участке Хитоварака они слагают апофизы жил III типа</p>
	<p>Зональное строение только в раздувах; в пережимах — плагиоклазовый пегматит аплитовидной, ортотектитовой и апографической структур</p>	<p>Четковидные жилы. Длина 120—150 м; протяженность по падению 35—50 м; мощность в раздувах до 3—5 м</p>	<p>Мусковит концентрируется в раздувах. Благодаря равномерному распределению раздувов вдоль осевой плоскости жильного тела, ослюденение в целом носит сравнительно равномерный характер. Содержание забойного сырца около 60 кг/м³, балансовый показатель $\frac{100 \text{ кг/см}^2}{\text{м}^3}$; выход промышленного сырца 40%.</p>	<p>Пертиварака, жилы № 2—50, 3—50, 5—50, 66, 62, 9а, 87, 4—8—50, 114 и др. Дальние Топорные вараки, жила № 8</p>	

II	<p>Плагноклазовый пегматит, биотит встречается крайне редко и в общем не характерен.</p> <p>Строение жил аналогично строению жил I типа, но в центральной зоне отсутствуют блоки микроклина</p>	<p>Линзовидные, четковидные и дайковидные жилы.</p> <p>Длина 70—120 м; протяженность по падению 30—40 м, мощность 0,5—3,0 м</p>	<p>В крупных жилах характер распределения мусковита такой же, как в четковидных жилах I типа. Содержание забойного сырья около 30 кг/м³; балансовый показатель $\frac{20 \text{ кг/см}^2}{\text{м}^3}$; выход промышленного сырья 20%.</p>	<p>Пертиварака жилы № 71, 73, 7, 104, 105, 130, 136 и др.</p>	<p>Самостоятельный промышленный интерес представляет лишь часть жил этого типа</p>
III	<p>Плагноклазо-микроклиновый пегматит, слюды представлены биотитом и мусковитом. Текстура участково-зональная. Раздувы сложены крупноблоковым пегматитом смешанного состава. В одних сечениях строение жил аналогично строению жил I типа, в других — микроклин заметно преобладает над плагноклазом (жила № 1—39). В общем случае участки блокового пегматита закономерно перемежаются с участками, сложенными существенно плагноклазовым пегматитом апографической, неапографической и ортотектитовой структур. Характерно присутствие большого количества ксенолитов вмещающих гнейсов. Цвет микроклина белый, желтый и кремовый</p>	<p>Плитообразные, участками неправильные, жилы.</p> <p>Длина 160—190 м; протяженность по падению до 70 м; мощность 2,0—15,0 м</p>	<p>Распределение мусковита крайне неравномерное; в некоторых случаях (жила № 7) оно носит зональный характер. Наибольшая концентрация мусковита приурочена к трети жильного тела, сложенной дифференцированным пегматитом, в то время как верхние и нижние части совершенно не содержат промышленного мусковита. Известны случаи приуроченности промышленного ослюденения к узкой боковой зоне на участках сопряжения жил со слюдоносными апофизами, сложенными пегматитом I типа. Содержание забойного сырья около 10 кг/м³. Балансовый показатель $\frac{100 \text{ кг/см}^2}{\text{м}^3}$. Выход промышленного сырья 35%.</p>	<p>Хитоварака, жилы № 17—56, 7, 1—39, 150 и др.</p>	<p>Пегматиты III типа могут служить источниками как мусковита, так и керамического сырья. Обычно обрабатываются совместно с апофизами, сложенными пегматитом I типа</p>

Северные части линейных зон ориентированы перпендикулярно к оси Пертиозерской антиклинали, а южные — параллельно оси Копатозерской брахисинклинали. Наряду с этим обе зоны наследуют простирание дорудного сбросо-сдвига, выполненного дайкой габбро-перидотита.

Северные окончания обеих зон ограничены подошвой маркирующего горизонта 7, а жилы южных флангов зон либо прорывают тело дайки (жилы 48, 1—48), либо располагаются в ее висячем боку (жилы 49—51, 52, 1—39 и 2—39). Подавляющее большинство слюдоносных пегматитовых жил обеих зон концентрируется на северном продолжении тела дайки, тяготея при этом к замковой части Пертиозерской антиклинали. В этой части складчатой структуры жилы располагаются кулисообразно, залегая попарно или по три, полого склоняются в направлении падения крыльев складки и круто ($60\text{--}80^\circ$) падают навстречу погружению ее шарнира (то есть на северо-восток). В направлении к флангам зон (то есть на крыльях складки) степень насыщения зон жильными телами заметно падает.

Буровыми работами установлено, что пегматитовые жилы на глубине располагаются исключительно среди пачек относительно хрупких продуктивных гнейсов, разграниченных пластами относительно пластичных разностей тех же гнейсов. В пределах последних слюдоносные пегматиты не встречаются. Аналогичная картина наблюдается и в плане.

Из таблицы следует, что подавляющее большинство слюдоносных жил западного блока представлено телами четковидной формы (рис. 2а); дайковидные и линзовидные жилы встречаются редко и характерны в основном для мелких жил II типа.

Вдоль контактов четковидных жил прослеживаются узкие (до 1,5 м) зоны пластически изогнутых гнейсов. Направление изгибов гнейсов свидетельствует о преобладающем сбросо-сдвиговом характере перемещения стенок пегматитоносных трещин. Интенсивность пластических деформаций боковых гнейсов в общем случае находится в обратной зависимости от мощности жильного тела: боковые гнейсы испытывают наиболее интенсивные подгибы на флангах четковидных жил или на участках резкого уменьшения их мощности, и наоборот (например, жилы 87, 66, 9а, 121, 7—50 и др.). Эти наблюдения приводят к выводу о том, что четковидная форма жильных полостей является следствием раскрытия первоначально сжатых ступенчатых трещин сколового типа. Такое раскрытие трещин происходило в условиях растяжения, ориентированного диагонально простиранию пегматитоносных трещин.

Дайковидные и линзовидные жилы, как правило, не сопровождаются пластическими подгибами боковых гнейсов (например, жила 1—39 Копатвараки), что служит указанием на возникновение таких полостей в условиях равномерного растяжения стенок прямолинейных (а в указанном примере S-образных) трещин.

Заметим, что в участках пересечения пегматитовыми жилами тел аплитов и гранит-аплитов правильность формы и строения пегматитовых жил нарушаются (мощность жил резко увеличивается, зональная текстура пегматита исчезает, ослюденение падает и т. п.) вследствие активного метасоматического замещения указанных пород пегматитом. Особенно наглядным примером такого искажения формы и строения пегматитового тела является жила 121 Пертивараки.

В пределах западного блока встречено также множество мелких гранит-пегматитовых и кварцевых жил. Эти жилы располага-

ются в периферических частях жильных зон, либо, согласно наблюдениям Е. П. Чуйкиной, образуют субширотные пояса разреженных жил.

Жилы восточного блока (участки Дальние и Ближние Топорные варакы, Хитоварака)

Размещение пегматитовых жил в пределах восточного блока носит гораздо более сложный характер. В разных частях блока жилы группируются в ветвистые системы, кусты или линейные зоны.

Подобно жилам западного блока, пегматиты здесь размещаются среди относительно хрупких продуктивных гнейсов.

В северной части блока, на участке Дальние Топорные варакы, промышленно-слюдоносные жилы составляют ничтожно малый про-

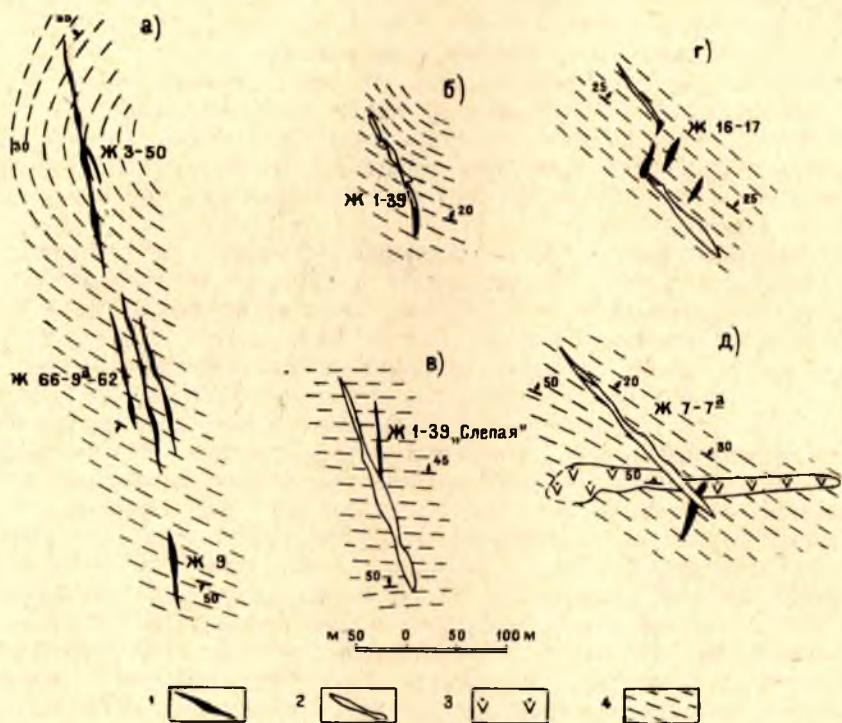


Рис. 2. Типичные формы и характер локализации слюдоносных пегматитовых жил месторождения:

а — эшелон четковидных жил Пертивараки; б — жила Ближних Топорных варак; в, г, д — жилы Хитовараки; 1 — пегматиты I промышленного типа; 2 — пегматиты III промышленного типа; 3 — дайка габбро-амфиболита; 4 — гнейсы горизонта 5

цент от общего числа разнообразных жилопроявлений. Среди последних встречаются гранит-пегматиты, гранит-пегматиты с участками блокового пегматита, неясно дифференцированные пегматиты, пегматиты с аномальным расположением кварцевых зон и блоков, существенно-кварцевые пегматиты (зональные и незональные), гнезда кварц-мусковитового метасоматита, кварцевые жилы и т. п.

Эти жилы приурочены главным образом к трем системам сколовых трещин, подробное описание которых приводилось выше.

Целый ряд признаков указывает на формирование всех этих жил в условиях преобладающего сжатия (возможно, прерываемого кратковременными импульсами растяжения). К числу таких признаков относятся: большое количество переработанных ксенолитов в жилах, огнейсование жил, широкие зоны метасоматического замещения пегматитом боковых гнейсов и т. п.

Промышленно-слюдоносные пегматиты (главным образом I типа), а также пегматиты с признаками промышленного ослюденения редко располагаются в сколовых нарушениях (жила 12—51, 18, 8а и др.). Они либо выполняют трещины растяжения, оперяющие сколовые нарушения под острым углом ($15\text{--}20^\circ$), например жила 8, либо размещаются на некотором удалении от сколовых трещин, образуя кусты (жилы 2—48, 2—39 и др.). Все эти жилы простираются в субмеридиональном ($345^\circ\text{--}0^\circ$) направлении, круто падают на северо-восток и, таким образом, занимают поперечно секущее положение в структуре вмещающих гнейсов.

На площадях участка, отличающихся особо сложным складчатым строением и нарушенных густой сетью дорудных трещин скола, промышленно-слюдоносные жилы практически не встречаются (например, район, расположенный к северо-востоку от оз. Ламбучи).

Аналогичная картина наблюдается на соседнем участке Ближние Топорные варакы. Далее к югу, на площади Хитоварака, распространены преимущественно жилы первого и третьего промышленных типов.

В западной части они образуют куст жил 1—39, 3а—39, а на восточном — линейную зону северо-западного простирания (315°) — жилы 16—17—18, 7—7а, 132—150, 133 и другие. Жилы 1—39 и 3а—39 приурочены к северному крылу небольшой поперечной брахиантклинали, осложняющей западное крыло Хитоваракской антиклинали, и располагаются на северном продолжении серии дорудных трещин скола меридионального простирания. Жилы занимают поперечно секущее положение в структуре вмещающих пород и падают на юго-запад под углом $60\text{--}75^\circ$, наследуя направление падения упомянутых сколовых нарушений. По данным буровых работ, в пределах этих нарушений пегматитовых жил не встречено. Линейная зона жил северо-западного простирания вытягивается параллельно дорудному Щучьеозерскому разлому, располагаясь при этом перпендикулярно к осям волнообразных складок IV порядка. Наиболее протяженные крутопадающие жилы, сложенные пегматитом III типа, приурочены здесь к растянутым крыльям складок, склоняются в направлении падения их крыльев и занимают продольно секущее положение в структуре вмещающих гнейсов.

Жилы участка характеризуются сложной крестовидной, ступенчатой, Г-образной и V-образной формой (рис. 2 в, г, д). Такая форма жил обусловлена закономерным (в каждом отдельном случае) сочленением крупных плитообразных жил III типа с относительно короткими апофизами, сложенными пегматитом I типа. (Что же касается самостоятельных линзовидных тел, образованных пегматитом I типа, то они до последнего времени почти не изучались.)

Простирание плитообразных жил меняется в пределах СЗ $315^\circ\text{--}345^\circ$, а их апофизы простираются в субмеридиональном направлении (С $0^\circ\text{--}СВ\ 20^\circ$). Вариации в углах сочленения от $15\text{--}20^\circ$ до $110\text{--}115^\circ$ и объясняют указанное разнообразие форм жильных тел участка.

Практика разведки и эксплуатации показывает, что, несмотря на малые размеры, апофизы заключают мусковит высокого качества и в количествах, нередко превосходящих запасы слюды в крупных жи-

лах III типа. Таким образом, апофизы в значительной мере определяют промышленную ценность жил сложной формы. Отсюда следует важность выяснения, в частности, того, в какой степени закономерна взаимная ориентировка обеих систем сопряженных трещин, сложенных слюдоносным пегматитом.

Детальное картирование участка Хитоварака показывает, что независимо от ориентировки жил III типа (обычно устойчивой на большой площади) их апофизы всегда располагаются вкрест простираения вмещающих относительно хрупких гнейсов. По этой причине для каждой конкретной площади, характеризующейся выдержанным залеганием гнейсов, величина угла сопряжения двух систем жил оказывается довольно постоянной. Например, в районе жил 1—39, 3а—39 гнейсы располагаются широтно, а крупные жилы III типа простираются по азимуту 335—340°. Апофизы этих жил (3 и «Слепая»), простираясь по азимуту СЗ 350—0°, сопрягаются с ними под углом 15—20°. В районе зоны жил 16—17, 133, 150—132, 7—7а и других простираение гнейсов и жил III типа практически совпадают. Слюдоносные апофизы простираются по азимуту 10—20°. Соответственно и угол сопряжения между ними здесь возрастает до 115°.

Эта закономерность оказывается справедливой и в отношении к другим участкам восточного блока, где наблюдаются сопряжения жил двух различных направлений (жила 8 Дальних Топорных варак, жила 1—39 Ближних Топорных варак (рис. 26) и др.).

Около некоторых жил III типа, особенно около продольно секущих небольшой мощности, наблюдаются пластические подгибы гнейсов, однако они проявлены гораздо слабее, чем около четковидных жил западного блока. Безотносительно к этому, апофизы всегда жестко рассекают вмещающие гнейсы. Учитывая особенности формы, строения, минерального состава, ориентировки и взаимоотношения жил сложной формы с вмещающими гнейсами, можно согласиться с Б. Я. Алексеевым (1966), что они формировались в условиях разновременного раскрытия двух сопряженных систем трещин скалывания и отрыва. Однако вопрос о возрастных взаимоотношениях субмеридиональных апофиз с плитообразными телами северо-западного простираения все еще не решен. Возможно, что заполнение трещин растяжения произошло несколько позднее, так как жилы III типа иногда содержат мусковит высокого качества только в участках сочленения со слюдоносными апофизами (жила 17, 1—39 и др.). Обилие ксенолитов боковых пород в крупных жилах III типа позволяет также предположить, что трещины северо-западного простираения к моменту раскрытия представляли собой протяженные зоны дробления гнейсов.

Заканчивая краткий обзор размещения жил южной части восточного блока, отметим, что кварцевые и гранит-пегматитовые жилы пользуются здесь ограниченным распространением. Наибольшая концентрация кварцевых жил приурочена к юго-восточному флангу зоны жил 16—17—7—7а, где они образуют неясно выраженный ореол вокруг отдельных пегматитовых жил.

Факторы, контролирующие размещение пегматитовых жил и тектонические условия их формирования

Изложенный фактический материал свидетельствует, что промышленно-слюдоносные пегматитовые жилы прорывают позднекинematические интрузии пород основного—ультраосновного состава, рассекают

все более древние ультраметаморфические образования и содержат ксенолиты этих пород. Отдельные жилы и их зоны пересекают складки различных порядков и не подвергаются складчатым деформациям. Наряду с этим размещение пегматитовых жил обнаруживает тесную структурную сопряженность как с тектоническими нарушениями предшествующих стадий, так и со складками различных порядков. Поэтому формирование жильных пегматитов должно быть отнесено ко времени завершения тектонических движений позднекинематической стадии.

Размещение, концентрация и ориентировка жил определяются влиянием двух факторов контроля, одним из которых являются физико-механические свойства продуктивных гнейсов, а другим — особенности строения жильовмещающих структур.

Влияние первого фактора выражается прежде всего в том, что пачки относительно пластичных гнейсов (при условии их литологической однородности) не только не вмещают промышленных жил, но повсеместно выступают в роли своеобразных «экранов», препятствующих распространению пегматитовых жил в плане и на глубине. В противоположность этому, пачки относительно хрупких гнейсов являются средой, вмещающей все промышленные жилы месторождения. Благодаря столь контрастному поведению указанных разновидностей глиноземистых гнейсов, жилы в вертикальном разрезе образуют своего рода «пегматитоносные этажи», а в плане группируются в кусты и пунктирные зоны, ограниченные (а иногда и разделенные) пачками относительно пластичных гнейсов.

Механическая анизотропия относительно хрупких гнейсов, выраженная в способности пачек этих пород раскалываться вкрест их простирания (Рыцк. 1962), обуславливает главным образом поперечно секущее залегание наиболее ценных в промышленном отношении жил I, II и отчасти III типов. Наряду с этим установлены случаи, когда жилы III типа в тех же гнейсах занимают продольно секущее положение. Тот или иной характер ориентировки жил в относительно хрупких породах определяется структурными особенностями строения отдельных площадей месторождения.

Структурный фактор контроля включает влияние складчатых и разрывных структур на размещение пегматитовых жил.

Влияние складчатых структур очень велико. Прежде всего изученное месторождение локализовано в ядре Хитогорской антиклинали II порядка. Подавляющее большинство жил располагается в основном параллельно оси этой складки. План размещения жил в пределах крупных участков (блоков) структуры месторождения зависит от сложности их складчатого строения: чем сложнее проявлена складчатость, тем сложнее план размещения жил (сравнить размещение жил в пределах западного и восточного блоков).

Ориентировка отдельных жил (и их систем) в пределах конкретных участков, в свою очередь, зависит от морфологии, размеров и ориентировки складчатых структур III и IV порядков. Жилы приурочены к куполовидным складкам III порядка (западный блок), либо к пологим волнообразным складкам IV порядка (восточный блок). Во всех случаях жилы, их кусты и зоны располагаются перпендикулярно к осям складчатых структур, круто падают навстречу погружению их шарниров и полого склоняются в направлении падения крыльев складок. Максимальная концентрация жил приурочена к замковым частям куполовидных складок. В направлении их крыльев, где гнейсы падают более круто, количество жил сокращается. Соответственно

в пологих волнообразных складках IV порядка, углы падения крыльев которых редко превышают 20—25°, эта зависимость выражена слабее.

Жилонмещающие складки, размеры которых близки к размерам жильных тел, существенного влияния на ориентировку последних не оказывают.

Брахисинклинальные структуры III порядка, а также зоны сложной мелкой складчатости вообще не вмещают слюдоносных пегматитовых жил.

Непосредственное влияние, оказываемое на размещение жил дорудными разрывами вуалируется структурной сопряженностью этих нарушений со складками. Однако в ряде случаев это влияние оказывается вполне ощутимым. Так, на участке Копатварака (западный блок) пегматитовые жилы тяготеют к висячему крылу позднекинематического сбросо-сдвига, заполненного дайкой габбро-перидотита, а жилы участка Пертиварака располагаются на линейном продолжении этого нарушения. В пределах восточного блока, на участке Дальние Топорные вараки, разнообразные пегматиты (в том числе и слюдоносные) накладываются на дорудные зоны скалывания и образуют, таким образом, ветвистые системы жил. В других случаях (участок Хитоварака) слюдоносные жилы располагаются на продолжении зон сколовых трещин и наследуют их ориентировку. Важно также отметить, что участки, нарушенные густой сетью дорудных сколовых нарушений и отличающиеся сложным рисунком пластических деформаций гнейсовых пород, вообще не вмещают промышленно-слюдоносных жил.

Анализ взаимного расположения, формы, внутреннего строения жил и характера деформации боковых пород приводит к заключению, что почти все пегматитоносные трещины в обоих блоках заложены в условиях сжатия. Последующий импульс растяжения привел к раскрытию трещин скалывания и заполнению их пегматитом.

Необходимо отметить, однако, что в пределах восточного блока формирование жил происходило в более сложных условиях. Так, в зонах дорудных трещин участка Дальние Топорные вараки преобладал режим сжатия, прерываемый кратковременными импульсами растяжения. Такие условия способствовали образованию пестрой серии гранит-пегматитовых, пегматитовых и кварцевых жил, связанных между собой постепенными переходами.

Дорудные сколовые нарушения Хитовараки на протяжении всего процесса пегматитообразования оставались сжатыми, что доказывается отсутствием в них промышленно-слюдоносных жил.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стадия формирования пегматитовых жил месторождения соответствует периоду существенной консолидации складчатых сооружений и полного затухания ультраметаморфических процессов.

От главной фазы складчатости (и кульминации ультраметаморфизма) время формирования пегматитовых жил отделено двумя стадиями трещинообразования.

На первой, позднекиннематической стадии формировались протяженные разломы широтного простираения и системы сколовых нарушений.

На второй, позднекиннематической стадии происходило внедрение габбро-перидотитовой магмы вдоль трещин отрыва и зон сбросо-сдвигов, унаследовавших план разрывных деформаций предшествующей стадии.

Совокупность допегматитовых тектонических нарушений обусловила расчленение складчатой структуры месторождения на блоки. Пространственное размещение слюдоносных пегматитовых жил в пределах крупных блоков контролировалось физико-механическими свойствами продуктивных гнейсов и особенностями строения локальных складчатых и разрывных структур.

Наиболее благоприятными площадями для локализации слюдоносных жил являются участки месторождения, сложенные мощными пачками умеренно мигматизированных глиноземистых гнейсов несовершенной полосчатости. Гнейсы на таких участках смяты в пологие куполовидные или волнообразные складки III и IV порядков. Крылья таких складок нередко нарушены крупными дизъюнктивами, заполненными дайками габброидов. К числу благоприятных площадей относятся Пертиварака, Копатварака и восточный фланг Хитовараки.

Наоборот, участки антиклинальных структур, для которых характерно смятие гнейсов в сложные мелкие складки, обилие допегматитовых сколовых трещин, а также значительная степень аплитизации и гранитизации гнейсовых пород, крайне неблагоприятны для размещения слюдоносных пегматитов. К числу таких участков относятся восточный фланг Дальних Топорных варак, Ближние Топорные варак, западный фланг Хитовараки и др.

Отчетливая структурная приуроченность жильных пегматитов к складкам, детально изученная многими исследователями района (Л. Я. Сидоренко (1949), Н. В. Горлов (1956, 1960), К. А. Шуркин (1960, 1962), Г. Г. Родионов (1956) и др.), явилась поводом для суждения о синхронности процессов складчатости (и ультраметаморфизма) и процессов пегматитообразования. Например, К. А. Шуркин рассматривает жильные пегматиты как позднесинкинематические ультраметабазальные образования.

Изложенный материал, однако, не согласуется с таким представлением.

В этой связи несомненный интерес представляют взгляды А. В. Скропышева (1948), В. Д. Никитина (1950), П. П. Боровикова (1953) и Ю. Е. Рыцка (1960, 1962, 1965). Эти геологи считают, что формирование слюдоносных пегматитовых жил происходило в условиях активного проявления разрывных нарушений, наложенных на складчатые структуры.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Б. Я. Геологические предпосылки развития геологоразведочных работ на слюду-мусковит в Карелии и пути повышения их эффективности. Сб.: «Вопр. геологии и законом. размещ. ископ. Карелии», Петрозаводск, 1966.

Боровиков П. П. и В. Д. Никитин. Слюдоносность КФССР и Кольского полуострова и ее перспективы. Материалы по геологии месторождений слюды. Тр. «Гипронисслуды», вып. 1, 1953.

Горлов Н. В. Закономерности размещения архейских пегматитов в связи со структурами вмещающих пород ДАН СССР, т 107, № 4, 1956.

Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД, вып. 5, 1960.

Никитин В. Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. Зап. Всесоюз. минералогического общества, № 4, 1950.

Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых жил. Тр. ВНИИасбест-цемент, вып. 5, 1956.

Рыцк Ю. Е. К вопросу о морфологии слюдоносных пегматитовых жил некоторых месторождений Северной Карелии. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 25, 1960.

Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в Северо-Западном Беломорье. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 83, 1962.

Рыцк Ю. Е. Роль тектоники в формировании слюдоносных пегматитов (Мамский слюдоносный район Восточной Сибири, Карело-Кольский район Северо-Запада СССР), 1965.

Сидоренко Л. Я. О связи пегматитовых жил месторождения Малиновая Варака со складчатостью вмещающей толщи. Бюллетень технической информации треста «Ленгеолнеруд», № 2, 3, 1949.

Скропышев А. В. О некоторых закономерностях в распределении пегматитовых образований в пределах Северной части КФССР. Бюллетень технической информации треста «Ленгеолнеруд», № 6, 1948.

Шуркин К. А. Главные части геологического развития Северо-Западного Беломорья. Тр. Лаборат. геологии докембрия, вып. 9, 1960.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1962.

ТЕКСТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Среди большого числа существующих классификаций пегматитов известны минералогические, геохимические, структурно-морфологические, а также классификации, основанные на признаках возраста и, наконец, промышленного профиля пегматитов. Правомерность всех таких классификаций совершенно очевидна. Однако работы последних лет вполне определенно показали, что наиболее важным в генетическом и практическом отношении является подход к типизации как пегматитовых образований в целом, так и пегматитов отдельных регионов, основанный на изучении двух главных признаков: состава, то есть количественного и структурного взаимоотношения порообразующих минералов пегматита, с одной стороны, и текстур пегматитовых тел, с другой. Среди классификации такого направления наиболее известны схемы К. А. Власова (1946, 1952, 1955, 1961), А. А. Беуса (1951), А. И. Гинзбурга (1955), Е. Камерона и др. (1951), С. Г. Шавло (1958), Н. А. Солодова (1962). Эти классификации касаются, главным образом, редкометальных пегматитов и в той или иной степени опираются на два указанных признака.

Те же свойства пегматита избраны в качестве опорных классификационных критериев также целым рядом исследователей, работавших в области слюдоносных пегматитов (Борисов, 1937; Григорьев, 1937; Бунтин, 1937; Лабунцов, 1939; Боровиков, Никитин, 1951; Горлов, Симонова, 1957; Мишарев и др., 1960; Андреев, 1961; Дворкин-Самарский, 1961; Шуркин, Салье и др., 1962; Шмакин, 1963, и ряд других). Небольшой объем статьи, не позволяющий детально остановиться на результатах этих исследований, вынуждает ограничиться несколькими общими замечаниями.

1. Применение двух главных классификационных признаков: состава и текстуры пегматита — в большинстве названных работ осуществляется раздельно и последовательно: вначале на основе различий в составе выделяются наиболее крупные систематические единицы, а затем по признаку текстурных различий производится дальнейшее более дробное расчленение. Такой подход (Лабунцов, 1939), удобный в описательном отношении, приводит, однако, к тому, что генетически близкие пегматиты оказываются отнесенными к различным группам и, напротив, в одну группу попадают жилы, резко отличающиеся по характеру создавших их процессов. Это обстоятельство вызывает серьезные трудности при использовании схемы в целях изучения генезиса пегматитов.

2. Обращает на себя внимание нечеткость классификационных границ, что часто приводит либо к выпадению отдельных звеньев схе-

мы, либо к неестественному объединению пегматитов, разнородных по внутреннему строению и составу (Шуркин, Салье и др., 1962). Недостатки такого рода значительно уменьшают возможность практического применения классификаций, поскольку жилам, объединяемым в одну группу, часто свойственна пестрота промышленно-экономических показателей.

3. Важнейшим фактором, влияющим на состав, внутреннее строение и промышленную ценность пегматитов, является состав вмещающих пород. Это положение подтверждается многочисленными опубликованными материалами (Коржинский, 1937; Бунтин, 1937; Никитин, 1952, 1955, 1956; Мишарев и др., 1960; Шуркин, 1962; Алексеев, 1966 и др.) и результатами поисково-разведочных работ (Б. Я. Алексеев, Е. П. Чуйкина, В. И. Едовин, Т. В. Жданова, А. И. Дравант, В. В. Зарубин). Естественно поэтому, что классификационные схемы, рассматривающие важнейшие черты различия пегматитов, должны учитывать и главные причины этих различий. В противном случае невозможно сравнить степень проявления и особенности одних и тех же породообразующих процессов, протекающих в пегматитах литологически различных сред, и дифференцированно подходить к оценке промышленных перспектив различных площадей. Иначе говоря, не будет использована возможность фациального анализа пегматитообразующего процесса в целом и отдельных его стадий. Тем не менее лишь немногие из известных классификаций (Бунтин, 1937; Боровиков и Никитин, 1951; Мишарев и др., 1960) составлены с использованием этого критерия.

Помимо состава вмещающих пород, классификации регионально-го характера несомненно должны опираться на ряд других признаков геологического характера (например, Родионов, 1964).

ТЕКСТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Первоначальный вариант этой схемы был предложен автором в 1960 году для Полубоярской группы месторождений, затем в несколько измененном виде применен к пегматитам месторождения Слюдоварака (1962 г.). Позднее (1965 г.) схема была расширена на основе материалов изучения месторождений Малиновая Варака и «Карельский».

В настоящем виде классификация может рассматриваться как региональная только для слюдоносных пегматитов. Естественно, что на некоторых месторождениях, в силу прежде всего их геолого-структурных особенностей, может возникнуть необходимость в определенных дополнениях и коррективах предлагаемой схемы. Однако, насколько известно автору, такие изменения не будут принципиальными.

Фактический материал, положенный в основу предлагаемой схемы, получен в результате личного изучения более чем 250 пегматитовых жил, принадлежащих ряду крупных месторождений района; широко также использованы фондовые материалы Северной экспедиции СЗТУ.

Предпосылки к составлению новой классификационной схемы

Необходимость дополнения или обновления классификации пегматитов на каждом этапе изученности вытекает из того, насколько существующие уже схемы отвечают изменившимся требованиям теории и практики. Кратко суммируем здесь эти требования.

Для успешного применения классификации к изучению условий и процессов формирования пегматитов необходимо, чтобы классификационные границы возможно более четко (для данного состояния изученности) совпадали с генетическими границами. Иными словами, важно, чтобы основная классификационная единица обладала определенной генетической однородностью внутри своих границ и, наоборот, чтобы различные единицы классификации обнаруживали бы хорошо уловимые различия в характере или интенсивности пороодообразующих процессов. Естественно, что поскольку наши знания о генетическом процессе в целом и отдельных его стадиях сейчас еще во многом относительны, постольку относительны и устанавливаемые генетические границы. С установлением более тонких возрастных критериев для минералов, надежно выверенных и широко примененных, возможно появится необходимость в сдвигении теперешних классификационных границ или в выделении более дробных единиц внутри существующих.

В практическом отношении совершенно обязательно, чтобы устанавливаемые классификационные границы статистически четко совпадали с промышленными границами, то есть чтобы различные подразделения классификации обладали вполне определенными, только им присущими средними промышленно-экономическими показателями. Только при этом условии схема может успешно применяться при поисках, разведке и подсчете запасов.

Классифицированы должны быть не только пегматитовые жилы в целом, но и отдельные части, области внутри жил, отличающиеся минералогически. Такой подход дает жесткую методическую основу для корреляции свойств и состава пороодообразующих минералов, принадлежащих различным минеральным комплексам, занимающим разное пространственное и возрастное положение в пегматите. Помимо этого, выделение одного или нескольких порядков внутрижилых систематических единиц позволит применить классификацию к анализу характера вертикальной зональности внутри пегматитов (Гродницкий, 1968).

Поскольку внутреннее строение и состав пегматитов во всех случаях определяются геолого-структурными особенностями региона, пегматитоносного поля и более мелких участков внутри них, учет классификацией этой группы факторов также кажется обязательным. Введение в схему соответствующей группы признаков и выделение на этой основе соответствующих систематических единиц создают предпосылки для применения классификации в целях выявления закономерности пространственного размещения пегматитов разного состава и строения.

В генетическом плане полезно увязать составленную классификацию с более крупными систематическими подразделениями, отражающими связь пегматитовых полей и поясов с теми или иными фациями глубинности (Родионов, 1964).

На каждом этапе изученности весьма, конечно, желательно, чтобы действующая классификация опиралась на возможно более полный и современный фактический материал.

Если рассмотреть все существующие классификации пегматитов района, имея в виду сказанное, то можно убедиться, что они не отвечают выдвинутым условиям.

В связи с этим, кажется уместным поставить вопрос о создании новой классификации слюдоносных пегматитов района, которая бы

возможно более полно учитывала и новый фактический материал, и новые требования, соответствующие теперешней стадии исследований.

Классификационные признаки и порядок их применения

Как было показано многими авторами, наиболее четко и надежно фиксирующимися признаками, отражающими коренные особенности генетического процесса, являются состав пороодообразующих минералов пегматита, характер их срастания между собой и характер их пространственного распределения в пегматитовом теле. Выше мы останавливались на том, что большинством авторов избран раздельный и последовательный порядок применения этих признаков. Рассмотрены также и затруднения, связанные с таким подходом.

Чтобы избежать подобных трудностей, нами предлагается несколько иной подход к использованию тех же признаков внутреннего строения и состава, а именно: применять эти признаки не последовательно, а параллельно, путем выделения структурно-минерального комплекса в качестве основной систематической единицы классификации. Иначе говоря, предлагается в систематике пегматитов использовать тот же принцип, что давно нашел себе широкое применение при изучении изверженных и метаморфических пород вообще. Согласно этому принципу каждая из выделяемых характерных пространственных минеральных ассоциаций сопоставляется с определенной стадией процесса, а на основе наблюдения возрастных взаимоотношений ассоциаций устанавливается последовательность развития стадий процесса. Минералы внутри каждой ассоциации (структурно-минерального комплекса) могут быть как парагенетичными, так и не строго парагенетичными, а лишь образованными в более узком временном интервале, чем минералы разных ассоциаций. Таким образом, путем расчленения пегматита на ряд структурно-минеральных комплексов, характерных и повторяющихся на значительных пространствах в сходных условиях, и наблюдения их пространственных и возрастных взаимоотношений, представляется возможность составить суждение о том, какие стадии процесса и с какой интенсивностью проявились в каждой конкретной жиле, каково в этом смысле сходство и различие отдельных жил между собой. Понятно поэтому, что если сравниваются несколько жил, в первой из которых, например, присутствует один структурно-минеральный комплекс, во второй — помимо него появляется второй, а в третьей жиле, наряду с двумя прежними, — развит третий комплекс, то можно определенно судить о том, что третья жила из всех трех отвечает наиболее развитому, наиболее сложному, многостадийному процессу. В соответствии с этим в дальнейшем мы будем для простоты называть жилы с большим количеством комплексов «более развитыми».

Таким образом, в качестве группы признаков I порядка мы принимаем состав и структуру пегматита, применяя эти признаки в совокупности, параллельно, путем выделения структурно-минеральных комплексов.

В группу классификационных признаков II порядка входят состав и структура вмещающих пород.

Наши наблюдения отчетливо показывают, что наибольшие различия в составе и строении пегматитов обнаруживаются для жил, залегающих в породах различного состава (плагиногнейсах, микроклин-плагноклазовых аплитах и гранито-гнейсах, а также в основных породах).

С другой стороны, различия в характере пегматита в жилах, залегающих в близких по составу породах, значительно менее резки, хотя обнаруживаются совершенно отчетливо. В подтверждение сказанного могли бы быть приведены многочисленные примеры, касающиеся крупных месторождений региона.

Все это дает, на наш взгляд, основание включить состав и текстурно-структурные особенности вмещающих пород в число классификационных признаков. Это тем более кажется важным, что разделение пегматитов по признаку залегания в породах различного состава позволяет одновременно анализировать различия пегматитов, залегающих в однородной литологической среде. Тем самым удается как бы вычлнить влияние одного из факторов, воздействующих на характер пегматита, — литологического, — и проследить влияние другого фактора — тектонического. С другой стороны, подобный подход позволяет приблизиться к изучению различных фаций пегматитов региона, причем, как для всего процесса в целом, так и для различных его стадий.

Если рассматривать пегматиты региона в совокупности, то в систематике несомненно должен быть учтен и признак еще более высокого, третьего порядка, а именно: возраст образования пегматитоносных полостей относительно времени складчатости (Рыцк, 1962).

И, наконец, при введении региональной классификации в общую систематику гранитных пегматитов приходится оперировать группой признаков четвертого порядка, таких как глубинность, а следовательно, термодинамические условия мобилизации, миграции гранитных магм и становления гранитоидных комплексов (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, 1964).

Систематические единицы классификации и их пространственные соотношения

Основной систематической единицей является **структурно-минеральный комплекс**. Из общего числа известных в пегматитах региона минеральных ассоциаций, которых насчитывается около пятнадцати, нами в качестве руководящих характеристических выделяются лишь пять, получивших название типоморфных структурно-минеральных комплексов.

Поскольку в зональных жилах понятия «структурно-минеральный комплекс» и «зона пегматита» часто совпадают, то может возникнуть сомнение в необходимости применения этого термина. Нам кажется, что термин «структурно-минеральный комплекс» в классификационных целях более удобен, так как в азональных, участково-дифференцированных жилах, а также в азональных и участково-дифференцированных частях зональных жил понятие «зона» вообще теряет смысл. Иначе говоря, приблизительно в половине случаев при изучении пегматитов района термин «зона» неприменим. Точно так же, например, в зональных жилах микроклин-плагиоклазового состава термин «зона» не тождествен термину «структурно-минеральный комплекс» в нашем понимании, поскольку в пределах одной промежуточной зоны блокового пегматита развиваются два различных комплекса. К тому же понятия «структурно-минеральный комплекс» и «минеральная ассоциация» в петрологической литературе вообще являются прочно установившимися и общепринятыми. По этим причинам применение предлагаемых терминов кажется естественным и удобным.

Выделяются четыре типоморфных комплекса для пегматитов и один — для кварцевых и существенно кварцевых жил.

Типоморфный комплекс «а» — плагиоклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с таблитчатым биотитом.

Типоморфный комплекс «б» — плагиоклазовый пегматоидный и блоковый пегматит с мусковитом, апатитом, гранатом, сульфидами железа и меди.

Типоморфный комплекс «в» — микроклиновый пегматоидный и блоковый пегматит.

Типоморфный комплекс «г» — микроклиновый крупнозернистый пегматит апографической, грубографической и петельчатой структур с многочисленными крупными и гигантскими лейстами биотита.

Типоморфный комплекс «д» — блоковый кварц, иногда с мелкошеуйчатым мусковитом, апатитом, сульфидами.

При выделении типоморфных комплексов из общей массы структурно-минеральных комплексов, развитых в изученных жилах, ставится несколько условий, которым, с нашей точки зрения, должен удовлетворять типоморфный комплекс:

а) типоморфный комплекс должен быть широко развит в пегматите классифицируемых жил;

б) типоморфный комплекс должен занимать определенное пространственное положение в каждой из выделенных групп жил, где он присутствует;

в) типоморфный комплекс в целом должен соответствовать определенному, возможно более узкому интервалу времени образования, одной стадии процесса, возрастное положение которой относительно других устанавливается достаточно отчетливо и может считаться фиксированным.

Это последнее ограничение вытекает из задачи использования классификации в целях анализа развития процесса пегматитообразования во времени. Однако типоморфные комплексы, являясь систематическими единицами, выделяемыми прежде всего с целью установления различий между пегматитами и отдельными их частями, не представляют собой, как уже говорилось выше, в полном их объеме парагенетических ассоциаций. Так, мусковит, апатит и сульфиды в комплексе «б» развиваются, видимо, несколько позже плагиоклаза, также как и лейстовый биотит по отношению к другим минералам комплекса «г». Нельзя считать окончательно установленным и одновозрастность трех главных минералов комплекса «а».

Тем не менее, вполне определенно на основании анализа пространственных соотношений можно утверждать, что минералы, входящие в состав одного комплекса, значительно менее отдалены друг от друга по времени образования, чем минералы разных комплексов. Это обстоятельство позволяет с определенной осторожностью и в определенной степени привлекать систематические единицы пегматита к анализу стадийности пегматитогенеза.

Помимо названных пяти типоморфных комплексов в изученных пегматитах присутствуют еще несколько широко развитых, типичных минеральных ассоциаций, которые на теперешней стадии исследования не могут быть выделены в качестве руководящих комплексов.

Одной из таких ассоциаций является кварц-мусковитовый комплекс, почти повсеместно в том или ином количестве развитый в жилах района. Пространственное положение этого комплекса в жилах и структурные соотношения с другими минералами и комплексами настолько разнообразны и порой противоречивы, что сейчас, по нашему мнению, нельзя считать несомненно установленным возрастное положение этого

комплекса в общем процессе, также как нельзя считать доказанной одноактность его образования.

Другой типичный для пегматитов минерал — блоковый кварц. Выделяемые в качестве типоморфного комплекса для описания кварцевых жил блоковый кварц и связанные с ним минералы, однако, при современном состоянии изученности еще не могут быть определены как типоморфный комплекс для описания пегматитов. Наблюдения различных авторов и наши показывают, что в жилах самого различного состава и строения блоковый кварц всегда соответствует наиболее поздней стадии процесса. Здесь важно обратить внимание на то, что поздним блоковый кварц остается во всех случаях, вне зависимости от количества и последовательности предшествующих генетических стадий, как бы фиксируя собой лишь конец процесса вне связи с характером самого процесса. При этом в соответствии с разницей в длительности, интенсивности и особенностях процессов, предшествующих образованию блокового кварца в различных жилах, различными оказываются и типоморфные комплексы, формирование которых непосредственно предшествует образованию блокового кварца. По этой причине для последнего характерен не фиксированный относительно других минеральных ассоциаций, а как бы скользящий во времени период выделения из раствора.

Для плагиоклазового пегматита апографической и петельчатой структур согласно многочисленным ранее известным, а также нашим данным характерен, видимо, значительно растянутый интервал формирования. В соответствии с этим и положение этих комплексов в жилах является не постоянным, локальным.

Не обсуждая здесь подробно затронутых вопросов, можно лишь сказать, что изложенные соображения не дают, как нам кажется, основания для введения кварц-мусковитового комплекса, блокового кварца и плагиоклазового пегматита апографической и петельчатой структур в число типоморфных комплексов. В дальнейшем, с появлением дополнительных фактических данных, возможно, удастся внести коррективы в перечень типоморфных комплексов или, напротив, получить подтверждение справедливости принятых сейчас ограничений.

Заканчивая рассмотрение первой систематической единицы классификации, уместно еще раз подчеркнуть, что помимо главного своего назначения как элементов, с помощью которых может быть описан и систематизирован пегматит, типоморфные комплексы в определенной мере могут рассматриваться как генетические единицы и использоваться с целью фациального анализа различных стадий минералообразования в пегматитах. В дальнейшем, с уточнением характера возрастных взаимоотношений минералов внутри типоморфных комплексов, можно, видимо, будет использовать излагаемую классификацию как основу при парагенетическом анализе пегматита в соответствии с основными идеями академика Д. С. Коржинского (1937, 1955, 1957, 1960).

Второй систематической единицей является **род пегматита**. Типоморфные структурно-минеральные комплексы в различных сочетаниях друг с другом образуют более крупные систематические единицы пегматита — роды.

Род пегматита — это определенная пространственная совокупность типоморфных структурно-минеральных комплексов, занимающая в пегматитовых жилах фиксированное пространственное положение. Каждый из родов пегматита выполняет в пегматитовой жиле определенный объем и графически может быть изображен в разрезе или плане фрагментом поперечного сечения жилы по мощности, от контак-

та до контакта. Род пегматита уже не является генетически однородной единицей, так как в общем случае состоит из нескольких структурно-минеральных комплексов. Однако для каждого рода характерен определенный порядок в расположении слагающих его комплексов, в чем можно усматривать и определенную последовательность развития соответствующих стадий процесса. В пределах каждого рода среди типоморфных комплексов, входящих в его состав, один комплекс, а именно: наиболее поздний, выделяется как типоморфный для рода или опорный, поскольку как бы маркирует собой тот уровень процесса, который был достигнут в пределах области развития этого рода, в отличие от участков развития других родов. Принадлежность пегматита к тому или иному роду устанавливается, следовательно, прежде всего наличием соответствующего опорного комплекса.

Таким образом, эмпирически выводится правило: типоморфный комплекс, имеющий значение опорного для какого-либо рода, не может присутствовать в пегматите менее развитого рода, но присутствует в пегматите более развитого рода, однако не играя там роль опорного.

Поясним эти положения описанием родов пегматита.

I род включает в себя один типоморфный комплекс «а», занимающий все пространство, отвечающее пегматиту первого рода. Единственный из типоморфных комплексов — плагиоклазовый среднезернистый неяснографический пегматит с таблитчатым биотитом, является здесь опорным. Помимо комплекса «а» в пределах пегматита I рода развиваются другие минералы и минеральные ассоциации: мелкие гнезда кварц-мусковитового комплекса, участки пегматита апографической структуры, единичные мелкие блоки плагиоклаза и кварца. Могут также присутствовать единичные мелкие кристаллы мусковита, апатита, агрегаты кристаллов сульфидов. Иногда зальбандовые участки представлены прерывистой тонкой оторочкой плагиоклазового пегматита ортотектитовой или аплитовой структур.

II род состоит из двух типоморфных комплексов: того же комплекса «а», что представлен в первом роде, и комплекса «б» — плагиоклазового пегматоидного и блокового пегматита с клиновидным мусковитом, апатитом, сульфидами. В этом случае, то есть для пегматита II рода, комплекс «б» является опорным. Оба типоморфных комплекса занимают в участках жил, сложенных пегматитом II рода, определенное положение относительно контактов жилы: комплекс «а» развивается в зальбандовой и боковой зонах, комплекс «б» либо слагает центральную часть сечения жилы, либо (если в этой части жилы присутствует кварцевая ось) размещается в промежуточной зоне, между кварцевой осью и боковой зоной. Наряду с типоморфными комплексами в пегматите II рода могут присутствовать гнезда кварц-мусковитового комплекса и блоковый кварц в виде выдержанной или прерывистой оси, а также участки среднезернистого пегматита апографической и петельчатой структур.

III род представлен тремя типоморфными комплексами «а», «б» и «в», причем, последний — микроклиновый пегматоидный и блоковый пегматит — играет здесь роль опорного. Типоморфные комплексы закономерно пространственно распределяются в границах области, отвечающей пегматиту III рода: комплексы «а» и «б» образуют рисунок, аналогичный таковому для второго рода, комплекс «в» располагается в пределах промежуточной зоны, там же, где и комплекс «б». Помимо типоморфных комплексов, пегматит III рода содержит круп-

ные гнезда кварц-мусковитового комплекса, блоковый кварц, а также участки плагиоклазового пегматита апографической и петельчатой структур.

IV род содержит все четыре типоморфных комплекса; опорным для него является комплекс «г» — апографический, грубографический и петельчатый микроклиновый пегматит с лейстовым биотитом. Наряду с типоморфными комплексами в виде многочисленных мелких гнезд развивается мелкокристаллический кварц-мусковитовый комплекс, изолированные овальные и округлые блоки кварца, участки плагиоклазового пегматита апографической и петельчатой структур.

Как можно видеть, каждый последующий род пегматита образуется как бы прибавлением к сумме типоморфных комплексов предыдущего рода нового типоморфного комплекса, который оказывается в новом роде опорным. Последовательность выдерживается здесь строго: не существует рода, где присутствовали бы крайние члены ряда типоморфных комплексов, но был бы пропущен какой-либо из средних членов (например, исключено, чтобы могли присутствовать комплексы «а» и «в», а комплекс «б» отсутствовал бы). Эта закономерность приводит к мысли о том, что в различных родах различными были интенсивность, степень совершенства или продолжительность генетического процесса, в силу чего меняется общее количество типоморфных комплексов от рода к роду. Однако последовательность появления комплексов в пегматите различных родов, то есть последовательность проявления стадий, направленность процесса, повсеместно остается одной и той же. По относительной сложности внутреннего строения и соответственно по степени совершенства пороодообразующих процессов описанные четыре рода пегматита могут быть расположены в единый ряд, от I рода к IV, где каждый последующий род может быть назван «более развитым» относительно предыдущих.

Указанная преемственность развития типоморфных комплексов от I рода к IV приводит к выводу о том, что возникновение каждого из родов пегматита представляет собой очередное звено единой непрерывной цепи, но не ветвь процесса, разобщенную с другими его ветвями.

Выделение родов пегматита как самостоятельных систематических единиц и основанный на этом выделении анализ пространственного распределения пегматита различных родов в жилах (особенно по вертикали) могут служить важными средствами изучения последовательности и пространственной дифференциации минералообразующих процессов пегматита.

Третьей систематической единицей классификации является **тип пегматита**. Если при выделении типоморфных комплексов и родов пегматита классифицировался пегматит как порода, то, начиная с типа, классификация отражает различие пегматитов как геологических тел.

Тип пегматитовой жилы создается вследствие определенного сочетания и определенного пространственного расположения в жиле пегматита различных родов. Наименование (нумерация) типа устанавливается по наиболее развитому, наиболее сложному роду, присутствующему в жиле. Этот род в данном случае приобретает значение опорного. Соответственно при сравнении разных типов жил между собой наиболее развитым типом должен считаться тот, в котором присутствует наиболее развитый из родов пегматита. В соответствии с количеством родов среди жил, залегающих в плагиогнейсах, выделяется четыре различных текстурно-минералогических типа.

В настоящей статье не представляется возможным дать развернутое описание всех типов, поэтому ограничимся их краткой характеристикой.

I тип представлен недифференцированными телами (рис. 1 А), сложенными среднезернистым плагиоклазовым пегматитом неяснографической структуры с участками породы апографической и ортотектитовой структур, мелкими редкими гнездами кварц-мусковитового комплекса, отдельными мелкими блоками плагиоклаза и кварца. Одним из типоморфных минералов этого типа является таблитчатый биотит. Микроклин, напротив, совершенно не характерен и встречается очень редко в виде единичных мелких зерен. Мусковит также редок и связан, главным образом, с мелкокристаллическим кварц-мусковитовым комплексом.

Опорными для описанных жил являются комплекс «а» и, соответственно, пегматит I рода. Пегматиты I типа широко распространены на всех месторождениях района и пространственно тесно связаны с жилами других типов. Практического интереса не представляют.

II тип включает зональные тела (рис. 1 Б) со следующим порядком расположения зон (от зальбандов): а) мелкозернистая оторочка плагиоклазового пегматита ортотектитовой и аплитовой структур (присутствует не всегда); б) боковая зона плагиоклазового пегматита неяснографической и апографической структур с участками породы петельчатой структуры; в) промежуточная зона плагиоклазового пегматита пегматоидной и блоковой структур с клиновидным крупным мусковитом, апатитом, сульфидами железа и меди; г) ядерная зона, сложенная блоковым молочно-белым кварцем, образующим единую или прерывистую жильную ось.

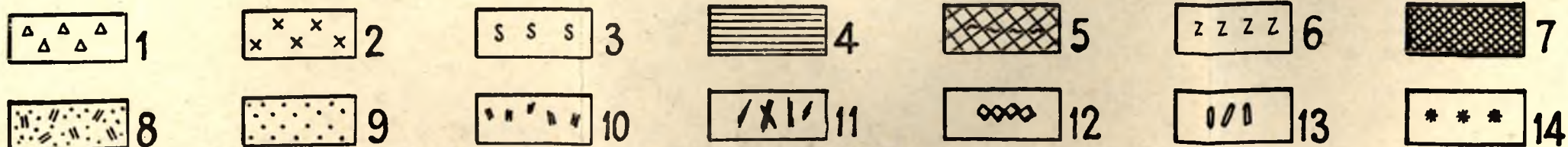
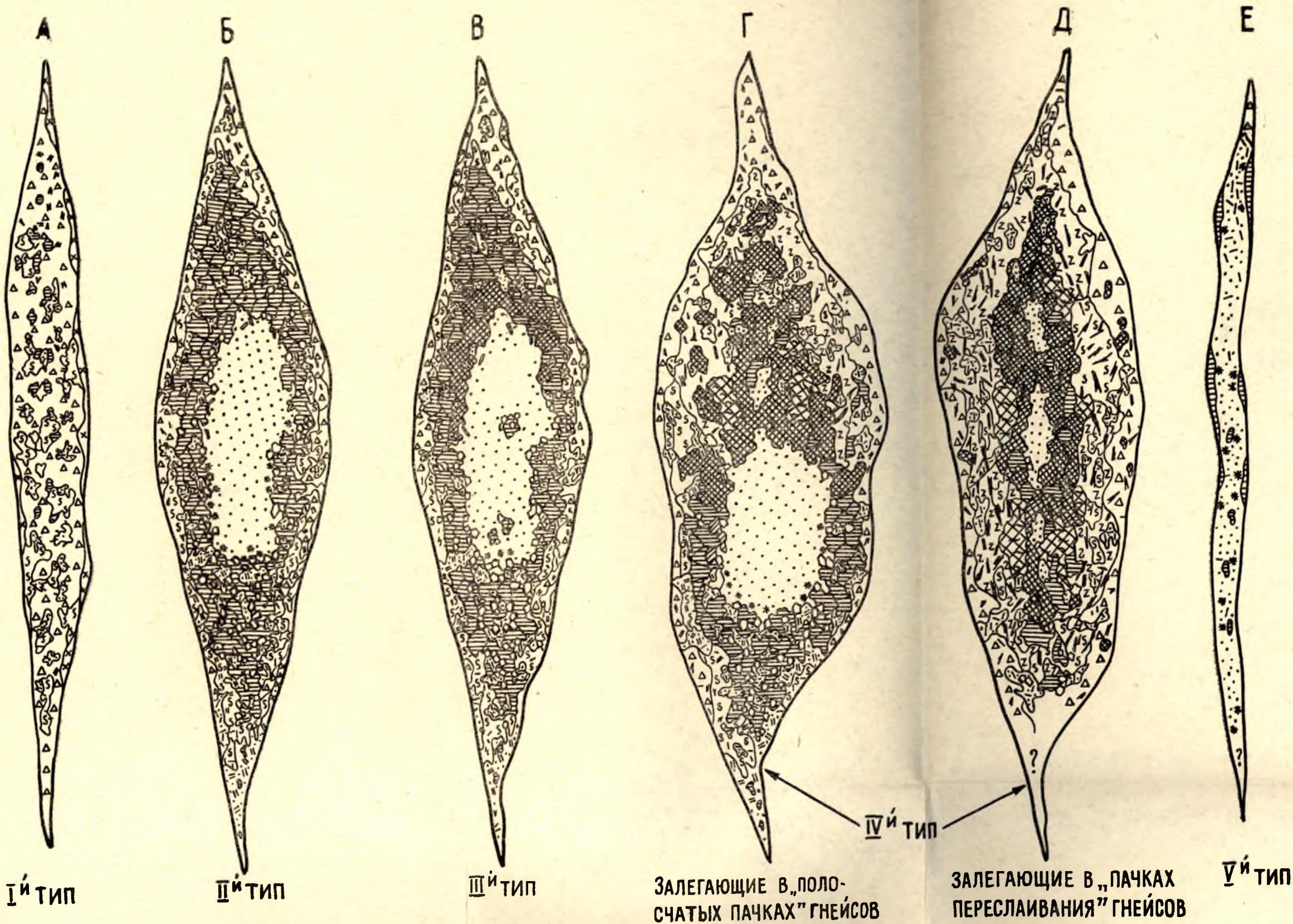
Широко в пределах описываемых жил развит кварц-мусковитовый комплекс, присутствующий во всех, исключая кварцевую ось, текстурных зонах.

Таким образом, из 4 выделенных типоморфных комплексов в жилах II типа присутствуют два: комплекс «а» и комплекс «б». Первый из них в тех частях жилы, где развивается обособленно от комплекса «б», создает пространственную минеральную совокупность, отвечающую пегматиту I рода. В других участках жил, где присутствуют оба комплекса, возникает пространственная совокупность, отвечающая пегматиту II рода. Итак, в отличие от жил I типа, тела, относящиеся ко II типу, сложены пегматитом не одного, а двух родов: I и II.

Пегматит II рода, также как типоморфный комплекс «б», выполняет в жилах II типа роль опорного. Жилы этого типа широко известны на слюдяных месторождениях района и представляют значительный промышленный интерес.

III тип включает четко зональные пегматиты микроклин-плагиоклазового и существенно плагиоклазового состава (рис. 1 В). По характеру минеральной и структурной зональности, особенностям развития и соотношению различных структурно-минеральных комплексов, генерациям и разновидностям слюд, набору аксессуарных минералов и другим признакам описываемые жилы очень близки к жилам II типа. Однако, некоторые особенности пегматитов III типа, хорошо прослеживаемые на имеющемся фактическом материале, являются принципиально отличными и делают необходимым выделение их в особый текстурно-минералогический тип. Вот эти особенности:

1. Жилы III типа содержат микроклин, образующий в разных случаях либо серии отдельных блоков, располагающихся в зоне блокового плагиоклаза, либо в большей или меньшей степени выдержанные зоны



Пегматиты I-го класса (схема, план):

1 — плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры; 2 — плагиоклазовый пегматит апографической структуры; 3 — плагиоклазовый пегматит петельчатой структуры; 4 — плагиоклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 5 — микроклиновый пегматит графической структуры; 6 — микроклиновый пегматит апографической структуры; 7 — микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 8 — кварц-мусковитовый комплекс; 9 — блоковый кварц; 10 — таблитчатый биотит; 11 — лейстовый биотит; 12 — крупные кристаллы мусковита; 13 — апатит; 14 — сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин)

Рисунок относится к орудиям сейчас и составлен в 1980 году

в ядерных и приядерных областях жил, сложенные агрегатом блоков с развивающимися в их пределах небольшими участками микроклинового и смешанного пегматита апографической и петельчатой структур, а также мелкими гнездами кварц-мусковитового комплекса.

2. Основные особенности пегматита, описанные для жил II типа, получают в жилах III типа наибольшее развитие: дифференциация материала достигает особенного совершенства, резко возрастают мощности блоковых зон, значительно шире развивается кварц-мусковитовый комплекс, выполняющий часто сплошные пространства в пределах боковых и промежуточных зон, увеличиваются размеры кристаллических индивидов полевых шпатов, мусковита и некоторых второстепенных минералов, обогащается и усиливается акцессорная минерализация.

3. Пегматиты III типа обладают значительно большими размерами и заметно большим слюдонасыщением, что решительно влияет на их промышленную ценность, выдвигая их в число важнейших объектов эксплуатации.

Как следует из описания, в жилах III типа развиваются три типоморфных комплекса «а», «б» и «в» (микроклиновый пегматит блоковой и пегматоидной структур). Развиваясь обособленно, комплекс «а» целиком выполняет области внутри жилы, соответствующие I роду пегматита; пространственное сочетание комплексов «а» и «б» создает части жил, сложенные пегматитом II рода и, наконец, пространственная совокупность всех трех типоморфных комплексов отвечает пегматиту III рода. Таким образом, жилы III типа представлены пегматитом I, II и III родов в определенной пространственной комбинации. Опорными для типа являются пегматит III рода и комплекс «в».

IV тип составляют микроклин-плагиоклазовые пегматитовые жилы с относительно слабо выраженной сложной участково-зональной текстурой (рис. 1Г).

Схема минеральной и структурной зональности жил этого типа может быть представлена в следующем виде: а) призальбандовая оторочка мелкозернистого плагиоклазового пегматита аплитовой и ортотектитовой структур (присутствует в частных случаях); б) боковая зона плагиоклазового пегматита неяснографической и апографической структур с участками микроклинового пегматита тех же структур, мелкими гнездами кварц-мусковитового комплекса и многочисленными лейстами биотита; в) промежуточная зона смешанного пегматита апографической, грубографической и пегматоидной структур; для зоны характерно обилие крупных и гигантских «саблевидных» лейст биотита; г) центральная зона блокового существенно микроклинового пегматита, представленная чередованием по простиранию тела агрегатов блоков микроклина с крупными изометрическими или вытянутыми по длинной оси жилы блоками кварца.

Пространственное взаимоотношение различных минеральных комплексов в жилах IV типа наиболее сложно, дифференциация вещества наименее совершенна, почему проведение текстурных границ зачастую весьма условно.

Заканчивая описание жил IV типа, нужно подчеркнуть, что в их составе принимают участие все четыре типоморфных комплекса, образующие в соответствующих пространственных сочетаниях между собой пегматит I, II, III и IV родов.

Комплекс «г» (микроклиновый пегматит апографической, грубографической и петельчатой структур с лейстовым биотитом) и пегматит IV рода являются опорными для жил IV типа.

Текстурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии

Формация (по Г. Г. Родионову)	Возрастная группа (по Ю. Е. Рыцку)	Класс	Тип	Род	Структурно-минеральный комплекс
	I. Согласно сед- ловидные тела с признаками до- пегматитовых складчатых де- формаций; раз- виваются в сино- рогенных поло- стях	Не изучены			
	I. Пегматитовые жилы, залегаю- щие в плагио- класовых и су- щественно пла- гиокласовых гнейсах (слюдя- ные пегматиты)		I. Плагиокласовые азональные тела с таблитчатым биотитом	I	Комплекс «а». Плагиокласовый среднезернистый пегматит не- яснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом
			II. Плагиокласо- вые зональные тела с мускови- том	I	Комплекс «а». Плагиокласовый среднезернистый пегматит не- яснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом
				II	Комплекс «а». Плагиокласовый среднезернистый пегматит не- яснографической и апографической структур с таблитчатым био- титом. Комплекс «б». Плагиокласовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом, апатитом, сульфидами же- леза и меди
			III. Микроклин- плагиокласовые зональные тела с мусковитом	I	Комплекс «а». Плагиокласовый среднезернистый пегматит не- яснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом
				II	Комплекс «а». Плагиокласовый среднезернистый пегматит не- яснографической и апографической структур с таблитчатым био- титом. Комплекс «б». Плагиокласовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом, апатитом, сульфидами же- леза и меди
				III	Комплекс «а». Плагиокласовый среднезернистый пегматит не- яснографической и апографической структур с таблитчатым био- титом. Комплекс «б». Плагиокласовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом, апатитом, сульфидами же- леза и меди. «Комплекс «в». Микроклиновый пегматит пегмато- идной и блоковой структур

Слюдяные, слюдяно-керамические и керамические пегматиты больших глубин (6—8 км)

II. Секущие тела без признаков складчатых деформаций; развиваются в постороженных полосах

IV. Микроклиноплагноклазовые слабо зональные тела с лейстовым биотитом

V. Кварцевые жилы

II. Пегматитовые жилы, залегающие в микроклиновых и плагио-микроклиновых гнейсах, гранито-гнейсах и аплитах (керамические пегматиты)

III. Пегматитовые жилы, залегающие в основных породах (слюдяно-керамические пегматиты)

I

Комплекс «а». Плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом

II

Комплекс «а». Плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом. Комплекс «б». Плагноклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом, апатитом, сульфидами железа и меди

III

Комплекс «а». Плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом. Комплекс «б». Плагноклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом, апатитом, сульфидами железа и меди. Комплекс «в». Микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур

IV

Комплекс «а». Плагноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической и апографической структур с таблитчатым биотитом. Комплекс «б». Плагноклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с мусковитом, апатитом, сульфидами железа и меди. Комплекс «в». Микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур. Комплекс «г». Микроклиновый пегматит графической, апографической и петельчатой структур с лейстовым биотитом.

V

Блоковый кварц с мелкокристаллическим мусковитом, апатитом, сульфидами железа и меди

Не изучены

С точки зрения слюдоносности жилы описываемого типа не равноценны. Одни из них, залегающие в пачках переслаивания неяснополосчатых и массивных плагиогнейсов с микроклин-плагиоклазовыми гранито-гнейсами и аплитами, содержат незначительное количество промышленного мусковита низкого качества и располагаются на границе промышленной категории. Другие же, связанные с пачками полосчатых глиноземистых плагиогнейсов, представляют определенный промышленный интерес.

Согласно принятой нами систематической схеме, основное содержание каждого из типов классификации может быть в символах описано следующим образом:

I тип = I род = а;

II тип = I род + II род = А + (а + б);

III тип = I род + II род + III род = а + (а + б) + (а + б + в);

IV тип = I род + II род + III род + IV род = а + (а + б) + (а + б + в) + (а + б + в + г).

Наблюдаемая и здесь преемственность в развитии типоморфных комплексов и родов пегматита от I типа к IV рассматривается нами как отраженный в них результат последовательно протекавшего единого процесса формирования пегматитовых жил, а не как различные фациальные производные этого процесса.

V тип составляют кварцевые и существенно кварцевые жилы.

Четвертой систематической единицей является **класс пегматитовых жил**. Все рассмотренные выше пегматитовые жилы залегают в плагиоклазовых гнейсах и мигматитах и, несмотря на существенные различия между собой, обладают определенной общностью состава и внутреннего строения. Эта общность исчезает при сравнении изученных жил с пегматитами, залегающими в микроклинных гнейсах и основных породах, и на первый план выступают их различия как в текстурно-минералогическом, так и в промышленном отношении.

Такие соотношения, наблюдаемые повсеместно в районе, заставляют вводить в классификацию признак еще более высокого порядка, чем рассмотренные, и выделять еще более крупную систематическую единицу — класс пегматитовых жил.

С применением литологического классификационного признака устанавливаются три класса пегматитов:

1-й класс — жилы, залегающие в гранато-биотитовых, дистено-гранато-биотитовых и биотитовых плагиогнейсах (в том числе и межбуждинные);

2-й класс — жилы, залегающие в микроклин-плагиоклазовых гнейсах, гранито-гнейсах и аплитах (в том числе межбуждинные);

3-й класс — жилы, залегающие среди амфиболитов.

Согласно принятому подразделению, все описанные выше типы пегматитов и кварцевых жил входят в состав 1-го класса.

Пегматитовые жилы 2-го класса, будучи непромышленными на слуду, вскрыты разведочными выработками и изучены значительно хуже рассмотренных выше. Жилы этого класса сложены микроклин-плагиоклазовым пегматитом ортотектитовой, неяснографической, апографической и мелкоблоковой (собственно пегматоидной) структур с мелкими редкими гнездами кварц-мусковитового комплекса.

Схема зональности такова: а) мелкозернистая оторочка плагиоклазового пегматита ортотектитовой или аплитовой структур; б) зона, сложенная смешанным пегматитом апографической структуры с участками пегматоидной структуры, представляющими из себя агрегаты

мелких блоков микроклина, плагиоклаза и кварца, иногда приобретающие облик коротких кварцевых ядер, окруженных блочками полевых шпатов. Кварц-мусковитовый комплекс развит ограниченно в виде мелких гнезд. Полевые шпаты в жилах 2-го класса никогда не образуют крупных блоков, развиваясь лишь в среднезернистых и мелкоблочковых структурах; таким образом, в жилах 2-го класса появляется новый структурно-минеральный комплекс — микроклин-плагиоклазовый средне- и мелкозернистый пегматит неяснографической и апографической структур. Микроклин в жилах 2-го класса распределяется более равномерно, вследствие чего зональность в распределении полевых шпатов, всегда хорошо выраженная в жилах 1-го класса (III и IV типы), теряет здесь свою четкость. Очень характерно для описываемых жил широкое развитие средне- и мелкозернистых порфиробластических структур перекристаллизации.

Жилы 3-го класса развиты на изученных площадях ограниченно. Характерными представителями таких жил являются пегматиты Будайхи, Левина Бора и Колыбаевского Бора (район рудника им. Чкалова).

Выделенные классы по целому ряду признаков могут рассматриваться как различные фации пегматитов региона. Сам факт возникновения фациальных разновидностей пегматитов и территориальное их разобщение связаны с различиями в химизме вмещающих пород.

Пятой систематической единицей является **возрастная группа пегматитов**, определяемых относительно времени складчатости в районе. В соответствии с этим признаком Ю. Е. Рыцком (1962) выделяются две возрастные группы пегматитов:

1-я группа — согласные и седловидные пегматитовые тела, с признаками допегматитовых и послепегматитовых складчатых деформаций; развиваются в синорогенных полостях;

2-я группа — секущие тела без признаков складчатых деформаций, развивающиеся в посторогенных полостях.

Все рассмотренные выше жилы 1-го и 2-го классов, а также пегматиты 3-го класса относятся ко 2-й возрастной группе Ю. Е. Рыцка.

Шестой систематической единицей может быть принята **формация глубинности** (Гинзбург, Родионов, 1960; Родионов, 1964). В генетическом отношении кажется полезным увязать составленную нами схему с элементами общей систематики гранитных пегматитов. В этих целях нами использовано подразделение пегматитов на формации глубинности, данное Г. Г. Родионовым и А. И. Гинзбургом (1960). Подход, примененный этими исследователями, позволяет подчеркнуть определенную генетическую специфичность каждой из формаций. Нам кажется, что такая постановка вопроса сейчас создает основу для сближения различных точек зрения по значительному кругу генетических проблем. В этом смысле нам и казалось полезным показать положение изучаемых нами пегматитов относительно более крупных систематических единиц.

Полученная общая схема (см. табл.) отражает взаимосвязь систематических единиц различных порядков, а также показывает соотношение составленной классификации с элементами общей систематики гранитных пегматитов.

В дальнейшем предполагается детальное изучение пегматитов 2-го и 3-го классов, что преследует цель создания на детальной основе единой региональной классификационной схемы слюдяных, керамических и слюдяно-керамических пегматитов.

Предложенная классификация может быть использована при комплексном изучении слюдоносных пегматитов района, а также в практике поисково-разведочных работ.

Наиболее важными из таких направлений, в частности, являются анализ характера и причин вертикальной зональности пегматитов, сравнительное изучение химических и геохимических особенностей породообразующих минералов из различных структурно-минеральных комплексов и родов пегматита в разных типах жил, исследование стадийности внутрирудных тектонических процессов, а также установление закономерностей пространственного размещения пегматитов различных типов и классов (фаций) в пределах месторождений и пегматитоносных зон или полос. Результаты таких исследований позволяют подойти на основе применения классификации к изучению характера, стадийности и пространственной дифференциации главных процессов пегматитообразования.

В практическом смысле составленная схема с учетом цифрового материала по промышленно-экономическим показателям может быть использована как промышленная классификация на ранних стадиях поисков и разведки, а также при подсчете запасов мусковита по данным буровых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Б. Я. Геологические предпосылки развития геолого-разведочных работ на слюду-мусковит в Карелии и пути повышения их эффективности. Сб.: «Вопр. геол. и закон. размещ. полезн. ископ. Карелии», Петрозаводск, 1966.

Амеландов А. С. Обзор слюдяных месторождений Урала. Сб.: «Слюды СССР», 1937.

Андреев В. Н. Генетические типы слюдоносных пегматитов Чуйского мусковитового района. Тр. Ин-та геол. рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 48, 1961.

Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 6, 1951.

Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 97, 1, 1954.

Борисов П. А. Пегматиты Чупинского фиорда. XVII Международ. геолог. конгресс, Северная эксп. КАССР, 1937.

Боровиков П. П., В. Д. Никитин. Слюдоносность КФССР и Кольского полуострова и ее перспективы. Фонды СЗГУ, 1951.

Бунтин Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чупы. Уч. зап. ЛГУ, 6, 1937.

Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, 49, 1940.

Власов К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 53, 2, 1946.

Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 2, 1946.

Власов К. А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 5, 1955.

Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1, 1961.

Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 7, 1955.

Гинзбург А. И., Г. Г. Родионов. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геол. руд. м-ний, № 1, 1960.

Горлов Н. В., Г. Ф. Симонова. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов северо-западного Беломорья. Зап. Всес. мин. общ., ч. 86, вып. 6, 1957.

Григорьев П. К. Слюдяные пегматиты Северной Карелии. Сб.: «Слюды СССР», ЦНИГРИ, 1937.

Гродницкий Л. Л. О вертикальной зональности в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. Тр. Ин-та геол. (г. Петрозаводск), вып. 4, 1968.

Дворкин-Самарский В. А. Мамские пегматиты и их слюдоносность. Тр. Вост.-Сиб. филиала Сиб. отд. АН СССР, вып. 16, 1961.

Камерон Е., Р. Джанс, А. Мак-Нейр, А. Пейдж. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Изд. ИЛ, 1951.

Коржинский Д. С. Петрографический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Вост. Сибири. Сб.: «Слюды СССР», ЦНИГРИ, 1937.

Коржинский Д. С. Гранитизация как мигматическое замещение. Изв. АСССР, сер. геол. 2, 1952.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы учения о магматогенных полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1955.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изв. АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. Сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд. АН СССР, 1960.

Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии. В кн.: «Пегматиты СССР», т. 1, 1939.

Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность северо-западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1960.

Недумов И. Б. О роли тектоники в формировании редкометальных пегматитов. Тр. Института минер., геол. и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 5, 1961.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2, 1952.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.

Никитин В. Д. О состоянии изученности процессов формирования слюдоносных пегматитов. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.

Родионов Г. Г. Типы пегматитовых поясов и их особенности. Тр. ВИМС, вып. 22, 1964.

Рыцк Ю. Е. Два генетических типа пегматитовых жил Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 54, 1962.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. МОН, изд. АН СССР, 1962.

Шавло С. Г. Становление пегматитов Калбы и Нарына. Тр. Алт. горн. металл. ин-та, вып. 6, 1958.

Шмакин Б. М. Волна кислотности постмагматических растворов в слюдяных пегматитах. Докл. АН СССР, т. 152, 4, 1963.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, В. А. Дук, М. Е. Салье и др. Беломорский комплекс Сев. Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1962.

Якжин А. А. Обзор пегматитов Кондаковского месторождения Восточной Сибири. Сб.: «Слюды СССР», ЦНИГРИ, 1937.

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

В статье рассматриваются некоторые новые данные о типах внутрижильной вертикальной зональности в слюдоносных пегматитах и основанные на них закономерности. Обсуждение материала ведется с позиций текстурно-минералогической классификации (Гродницкий, 1968).

Различные вопросы, связанные с изменением состава, структур и текстуры пегматитовых тел по вертикали, рассмотрены многими авторами (Ферсман, 1940; Бунтин, 1955; Никитин, 1950, 1952, 1955 и др.; Власов, 1955, 1956; Горлов и Симонова, 1957 б; Гинзбург, 1955; Карский; Толстой, 1959; Недумов, 1961; Шуркин, Салье и др. 1962; Солодов, 1962). Интересные данные о характере вертикальной зональности в пегматитах содержатся в многочисленных фондовых работах Северной экспедиции СЗТГУ и Чупинского рудоуправления (Б. Я. Алексеев, А. Н. Спиридонов, А. М. Кокконен, Л. Г. Смолина, Г. Н. Бойцова и др.).

Работами этих исследователей установлены основные закономерности, касающиеся изменения свойств пегматита по вертикали. Однако детальное изучение этих вопросов в районе долгое время затруднялось недостаточной полнотой вскрытия большинства жил. В связи с индустриальным освоением северо-карельской слюдяной базы, ведущимся особенно высокими темпами в последние 8—10 лет, многие промышленные жилы были вскрыты подземными выработками на нескольких горизонтах. Это позволило провести более детальное исследование явления вертикальной зональности пегматитовых жил района.

Б. Е. Карский и А. И. Толстой (1959), специально изучавшие вертикальную зональность пегматитов Северной Карелии, указывают на тяготение микроклинового пегматита к средним горизонтам жил, излагают ряд моментов, касающихся характера локализации мусковита. Оценивая в общем характер и причины вертикальной зональности слюдоносных пегматитов, они пишут следующее: «Зональная текстура в слюдяных пегматитах в отличие от редкометальных и слюдяноредкометальных (Туркестанский хребет) обусловлена в основном закономерным распределением полевых шпатов разного состава, а не структурных разновидностей пегматита».

Детальные исследования, проводившиеся нами в течение ряда лет, показали, что дифференциация различных структур пегматита в плане и разрезе жил проявляется не менее отчетливо и закономерно, чем дифференциация минеральная. Изучение структурной зональности пегматита, наряду с минеральной, является, на наш взгляд, совершенно необходимым, так как только при таком подходе можно говорить

о пространственном распределении в жиле различных структурно-минеральных комплексов и на этой основе анализировать возрастные взаимоотношения и пространственную дифференциацию в жилой полости различных процессов минералообразования.

Вопрос о различном характере зональности для пегматитов различного состава в работах Б. Е. Карского и других исследователей еще не рассматривался.

Автором в результате изучения ряда крупных промышленных жил района (Гродницкий, Синицын, 1962) были получены материалы для изучения характера изменения состава и структур пегматитов с глубиной. Позднее (Гродницкий, 1968) на основе документации разнотипных жил на различных гипсометрических уровнях показана зависимость вертикальной зональности от текстурно-минералогического типа жил. Сама зональность рассматривалась с точки зрения пространственного распределения порообразующих структурно-минеральных комплексов.

Настоящая работа в этом смысле отражает результаты дальнейшего изучения указанных вопросов на основе более детальных и систематических наблюдений. Естественно, что наиболее полный фактический материал получен по промышленным жилам, то есть по пегматитам II, III и IV типов 1-го класса (изучено 22 объекта на 2—4 горизонтах подземных выработок с использованием данных бурения). По этим жилам произведены детальные погоризонтные зарисовки, в результате чего построены поперечные вертикальные разрезы и блок-диаграммы. Данные по вертикальной зональности жил I типа основаны, главным образом, на личных наблюдениях автора, а также анализе первичной документации, принадлежащей Северной экспедиции СЗТУ.

Из жил I типа на нескольких горизонтах детально изучено 4 объекта.

Жилы I типа, по имеющимся данным, в вертикальном разрезе существенных изменений не претерпевают. Плагиноклазовый пегматит неяснографической структуры с биотитом является основным структурно-минеральным комплексом как в нижних, так и в верхних частях тел. Несколько отличаются лишь области максимальных раздувов мощности, где появляются единичные овальные блоки светло-серого кварца и единичные блоки плагиноклаза (до 0,5—0,8 м в поперечнике). Таким образом, по всей высоте жил I типа развивается типоморфный комплекс «а», образующий в сочетании с другими минералами и минеральными ассоциациями пегматит I рода во всем объеме тела (рис. 1а и 2).

Вертикальная зональность жил II типа была прослежена на примере целого ряда тел (рис. 1б).

Ведущим структурно-минеральным комплексом верхних горизонтов жил II типа является плагиноклазовый среднезернистый пегматит неяснографической структуры с небольшим количеством мелкотаблитчатого биотита; мусковит развит широко, но почти исключительно в виде мелких непромышленных кристаллов. Неяснографическая структура в пределах отдельных участков или зон неправильной формы сменяется апографической. Кварц-мусковитовый комплекс мелкозернистый и представлен иногда многочисленными, но всегда малых размеров овальными или неправильными гнездами. В крупных жилах II типа на верхнем горизонте обычно присутствуют агрегаты мелких блоков плагиноклаза, образующие в ассоциации с кварцем серии мелких кварцевых ядер, окруженных венцеобразными зонами собственно пегматитного пегматита. Здесь же, как правило, располагаются немногочисленные

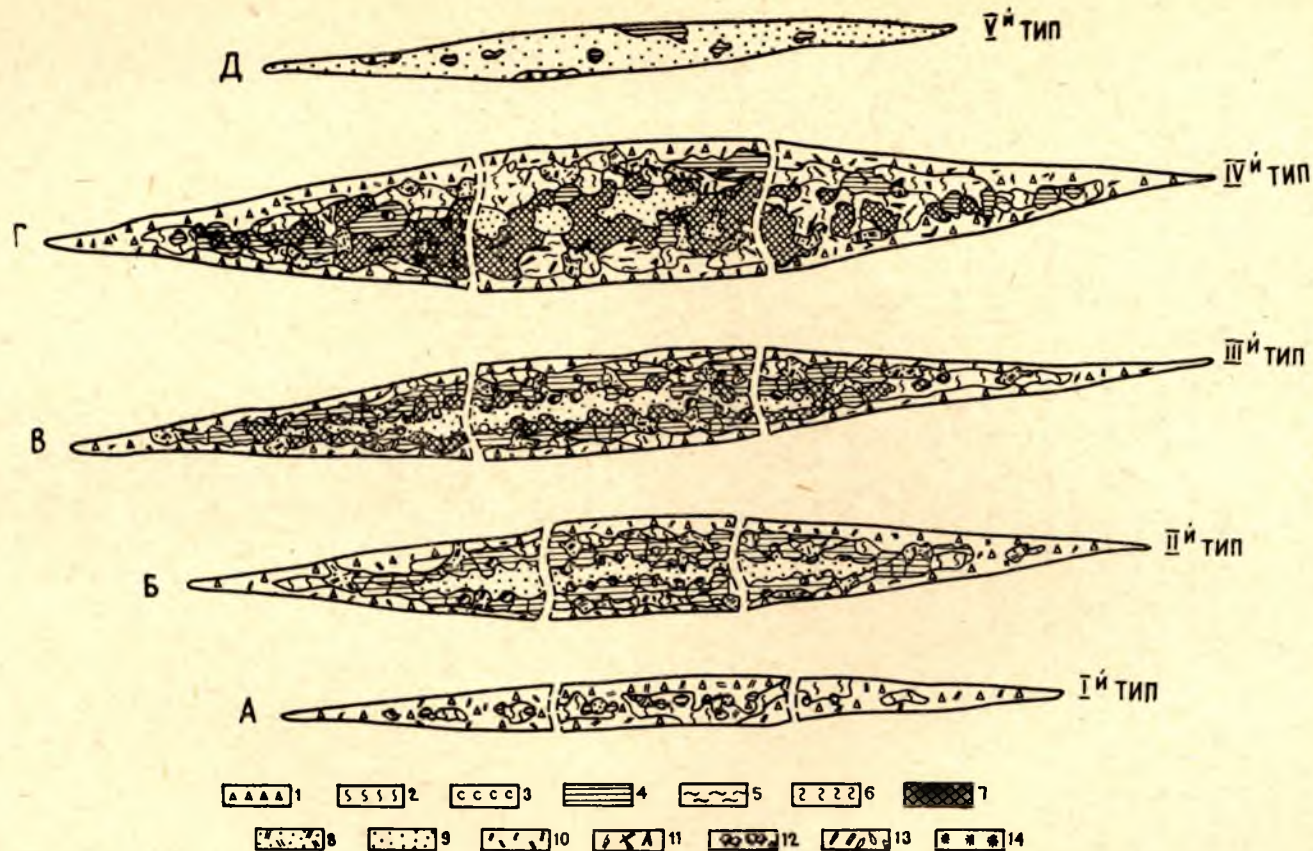


Рис. 1. Характер вертикальной зональности в пегматитах 1-го класса (схема, вертикальный разрез):

1 — плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры; 2 — плагиоклазовый пегматит апографической структуры; 3 — плагиоклазовый пегматит петельчатой структуры; 4 — плагиоклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 5 — микроклиновый пегматит графической структуры; 6 — микроклиновый пегматит апографической структуры; 7 — микроклиновый пегматит пегматоидной и блоковой структур; 8 — кварц-мусковитовый комплекс; 9 — блоковый кварц; 10 — таблитчатый биотит; 11 — лейстовый биотит; 12 — крупные кристаллы мусковита; 13 — апатит; 14 — сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин)

Рис. относится к предыдущим этапам и соотносится с рис. на стр. 108.

кристаллы мусковита необычно крупных для горизонта размеров, а также крупные идиоморфные кристаллы апатита.

Средний, «ядерный», горизонт жил особо описывать здесь мы не будем, поскольку характеристика всего типа в целом при рассмотрении классификации была дана на основе наблюдений в пределах этого горизонта (Гродницкий, 1968).

При переходе от среднего горизонта к нижнему кварцевое ядро так же, как и при движении вверх, постепенно выклинивается, повторяя в общем форму жильного тела. Две боковые зоны неяснографического пегматита и две промежуточные зоны блокового плагиоклаза симметрично замыкаются по-

парно сверху и снизу от «ядра», образуя, таким образом, трехчленную концентрически зональную фигуру. Однако, при детальном картировании отчетливо устанавливаются существенные различия в составе и структурах одноименных зон на всех трех горизонтах. Резко меняется в вертикальном разрезе жилы количество кварц-мусковитового комплекса, незначительно развитого в верхах жилы, широко проявляющегося на среднем горизонте и особенно усиливающегося в «подъядерной» и корневой частях жил, где он, развиваясь по блоковому и среднезернистому плагиоклазовому пегматиту, выполняет значительную, а иногда и большую часть объема тела. Таких явлений для апикальных частей не отмечено. Наряду с этим меняются и осо-

бенности мусковита в кварц-мусковитовом комплексе: на среднем горизонте и непосредственно ниже мусковит представлен наиболее крупными чистыми и плотными кристаллами; в пределах верхнего горизонта мусковит также хорошего качества, но кристаллы его очень мелки; для корневых частей жил, часто почти нацело сложенных кварц-мусковитовым комплексом или агрегатом кристаллов мусковита, характерны высокая степень механических деформаций пластин мусковита и наличие многочисленных включений рудного минерала (сульфиды железа и меди, магнетит). Эта особенность находит свое отражение в значительном увеличении общего содержания мусковита от «надъядерных» горизонтов к «подъядерным». Последняя закономерность совершенно

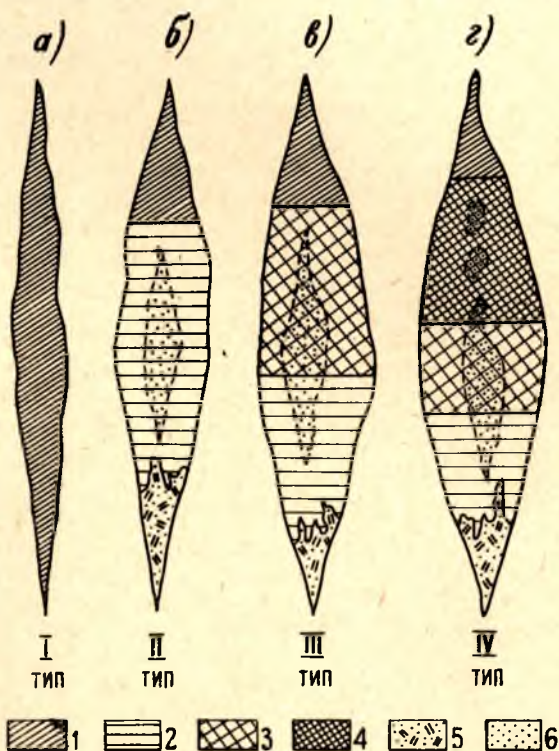


Рис. 2. Схема расположения пегматита различных родов в вертикальном разрезе жил 1-го класса:

1 — пегматит I рода; 2 — пегматит II рода; 3 — пегматит III рода; 4 — пегматит IV рода; 5 — кварц-мусковитовый комплекс; 6 — блоковый кварц

отчетливо документируется всеми работами Северной экспедиции СЗТГУ и Чупинского рудоуправления. Некоторая часть из этих данных опубликована (Шуркин, Салье и др., 1962).

Суммируя сказанное о жилах II типа, следует отметить, что типоморфный комплекс «а» выполняет в жильной полости пространство, соответствующее боковым зонам дифференцированных частей жилы и нацело слагает апикальную область жил по всей ее длине в плане. В такую «оправу» или «футляр» из плагиоклазового пегматита неясно-графической структуры с таблитчатым биотитом оказывается как бы вставленной снизу одночленная объемная фигура, составленная из пегматоидного (блокового) плагиоклазового пегматита с кварцевой осью внутри. Причем, в целом текстурный рисунок не является замкнутым снизу, так как в корневых и прикорневых частях развивается кварц-мусковитовый комплекс или агрегат крупных кристаллов мусковита с неправильной формы зернами грязно-серого, грязно-зеленого плагиоклаза в нем. В итоге всю жильную фигуру в поперечном вертикальном разрезе можно разделить на три неравных части: верхняя (от выклинивания до области развития блокового плагиоклаза) представлена пегматитом I рода, средняя (по всей высоте кварцевого ядра) выполнена пегматитом II рода и нижняя — прикорневая и корневая область развития кварц-мусковитового комплекса и агрегата крупных кристаллов мусковита (рис. 26).

Вертикальная зональность жил III типа в главных своих чертах повторяет только что описанную (рис. 1в). Важная новая черта связана с характером распределения микроклина. На основании изучения многочисленных материалов разведочных и эксплуатационных работ и детальных зарисовок устанавливается, что микроклин в жилах III типа распределяется таким образом, что может быть представлен в форме седловидной фигуры, как бы глубоко насаженной на верхнее выклинивание кварцевой оси. Тяготение микроклина к верхним, «надъядерным» частям жил впервые установлено Г. Н. Бойцовой (устное сообщение). Однако употребляемый ею термин «микроклиновый горизонт» полностью не отражает, по нашему мнению, действительного положения вещей, поскольку область развития микроклина имеет значительные размеры по высоте, переходя от «надъядерных» горизонтов к средним и доходя в ряде случаев в виде единичных блоков до нижней половины кварцевой оси. В качестве общей черты вертикальной зональности жил II и III типов нужно указать на явление обильной мусковитизации и «резорбции» гнейсов близ корневых частей тел, где гнейсы часто превращены в крупночешуйчатый биотит-мусковитовый слюдит, содержащий значительное количество кварца и мелкие кристаллы апатита. Собственно нижнее выклинивание жил III типа автором наблюдалось на нескольких крупных промышленных жилах, где оно представлено кварц-мусковитовым комплексом или агрегатом мелкокристаллического мусковита с мелкими неправильной формы реликтами зерен грязно-зеленого, серо-зеленого или темно-серого плагиоклаза.

С точки зрения характера локализации типоморфных комплексов вертикальная зональность жил III типа, таким образом, напоминает зональность жил II типа. Отличие выражается в появлении, помимо комплексов «а» и «б», еще комплекса «в» — блокового и пегматоидного микроклинового пегматита, развивающегося в «надъядерной» части и по обеим сторонам верхней половины кварцевой оси. Область развития микроклина в жилах имеет, таким образом, форму колпака, расположенного асимметрично относительно кварцевой оси — со стороны

ее всякого бока микроклина, как правило, больше, и область его распространения здесь более растянута по вертикали. Таким образом, в «оправу» из комплекса «а» оказывается вставленной двучленная фигура, состоящая в верхней части из комплекса «в», а в нижней — из комплекса «б». В самом центре сохраняется кварцевая ось. Распределение по вертикали пегматита различных родов тоже обнаруживает определенную выдержанную закономерность: пегматит I рода развивается лишь в верхней недифференцированной части жилы, пегматит II рода — приблизительно от середины высоты кварцевой оси до нижнего ее выклинивания, пегматит III рода занимает промежуточное положение между пегматитами I и II родов (рис. 2в).

Вертикальная зональность жил IV типа изучена слабее по причине их особенно крупных размеров и относительно невысокой промышленной ценности.

Судя по имеющимся данным, верхние горизонты жил этого типа по текстурно-минералогическим признакам очень близки к жилам типа, только с большим развитием мелких блоков плагиоклаза, участков плагиоклазового пегматита пегматоидной структуры и иногда мелких лейст биотита.

Изучение этих жил в вертикальном разрезе показывает, что среди пегматитов IV типа в зависимости от литологических особенностей гнейсов, в которых эти пегматиты залегают, устанавливаются две различные разновидности вертикальной зональности.

Жилы, связанные пространственно с плагиоклазовыми глиноземастыми полосчатыми гнейсами, обладают в разрезе наиболее четко выраженной зональной фигурой (рис. 1г и 2г). Верхние недифференцированные горизонты таких жил сложены плагиоклазовым среднезернистым пегматитом неяснографической структуры с таблитчатым биотитом (пегматит I рода). Следующая по падению часть жилы, отвечающая обычно области максимального раздува мощности, представлена пегматитом IV рода (Гродницкий, 1968). Непосредственно ниже этой части жилы с исчезновением лейстового биотита, грубографических, апографических и петьельчатых структур по микроклину, с появлением выдержанной кварцевой оси жила приобретает все черты пегматита III рода. По высоте эта область отвечает верхней половине кварцевой оси. Еще далее вниз микроклин вовсе исчезает и вплоть до нижнего выклинивания кварцевой оси развивается пегматит II рода. Описываемые жилы вблизи нижнего выклинивания сложены мелкокристаллическим кварц-мусковитовым комплексом или агрегатом мелких кристаллов мусковита. Гнейсы близ жилы резорбированы, превращены в биотит-мусковитовый слюдит.

Существенно иначе выглядят в вертикальном разрезе те из жил IV типа, которые залегают в пачках переслаивания массивных, неяснополосчатых и порфиробластических плагиогнейсов с микроклинсодержащими гранит-гнейсами и аплитами (рис. 1д). Благодаря тому, что такие вмещающие породы содержат в значительно больших количествах микроклин, область развития в жилах типоморфного комплекса «г» (микроклинового пегматита апографической, грубографической и неяснографической структур с лейстовым биотитом) оказывается растянутой по вертикали, и пегматит IV рода развит здесь на значительном расстоянии по высоте и выполняет пространство внутри всей средней наиболее мощной части жилы. Нижние части таких жил изучены сейчас лишь по скважинам колонкового бурения и, насколько можно судить по этим данным, развитие ясно выраженных областей пегматитов II и III родов (как это имеет место в жилах IV типа, залегающих среди полос-

чатых плагиогнейсов) в них не устанавливается. Корневые части описываемых жил к настоящему времени не вскрыты. Особенности вертикальной зональности жил различных типов (и даже жил одного типа, но залегающих среди различных гнейсов) несомненно нужно учитывать при определении промышленных перспектив разведываемых объектов.

Поскольку промышленные скопления высококачественного мусковита связаны главным образом с пегматитами II и III родов и в меньшей степени с кварц-мусковитовым комплексом, развивающимся в прикорневых частях жил, то при определении участков максимального ослюденения в каждой конкретной жиле можно непосредственно исходить из изложенных выше закономерностей.

Полученные новые данные о вертикальной зональности жил IV типа, связанных с различными вмещающими породами, позволяют дифференцированно подходить к оценке таких жил: одни из них, залегающие в полосчатых плагиогнейсах, в нижней своей половине представляют несомненный практический интерес; для других, залегающих в «пачках переслаивания», как правило, характерны низкие содержания мусковита.

Пространственный и временной анализы схем вертикальной зональности жил различных типов дают материал для суждений относительно стадийности минералообразования в пегматитах.

Здесь необходимо остановиться на двух вопросах.

Первый из них касается последовательности расположения родовых единиц пегматита от апикальной части к корневой в изученных жилах. Как было показано выше, такая последовательность для жил IV типа имеет вид: I род — IV род — III род — II род. Если сравнить фигуру жилы IV (или любого другого «развитого» типа) в вертикальном разрезе с известной схемой К. А. Власова для редкометальных пегматитов (1952), то бросается в глаза одно принципиальное различие. Согласно К. А. Власову, типы пегматита располагаются в порядке возрастания порядкового номера типов снизу вверх в пространстве и во времени. Это дает автору основание говорить об эволюционном характере развития процессов пегматитообразования. В нашей схеме такая поступательность не соблюдается: последовательно снизу располагаются лишь II, III и IV роды, тогда как I род занимает самое верхнее положение (в пространстве). Таким образом, в нашем случае в отличие от данных К. А. Власова необходимо указать на несоответствие возрастной последовательности образования пегматита различных родов пространственному порядку в расположении родовых единиц в вертикальном разрезе жилы. Подобное явление, с нашей точки зрения, может найти объяснение в предположении о наличии разрыва в процессе пегматитообразования в период между формированием пегматита I и II родов и принадлежностью пегматитов II, III и IV родов к иному, более позднему тектоническому импульсу, чем тот, который привел к образованию пегматита I рода. Иначе трудно понять фактически наблюдаемую вертикальную зональность.

Вторая существенная особенность вертикальной зональности слюдоносных пегматитовых жил заключается в интенсивном развитии кварц-мусковитового комплекса в корневых частях жил II и III типов, а также широком проявлении процессов мусковитизации и окварцевания гнейсов вблизи нижнего выклинивания пегматитов. Эти факты, наблюдаемые в каждой жиле, вскрытой в нижней половине, определенно указывают на поступление растворов поздних стадий процесса извне.

Рассмотренные особенности строения изученных жил в вертикальном разрезе с определенностью указывают на прерывистый характер процессов пегматитообразования на поздних стадиях и приводят к заключению об аллометасоматическом характере соответствующих минеральных комплексов. (Коржинский, 1937; Никитин, 1950, 1952, 1955, 1956).

ЛИТЕРАТУРА

- Бунтин Г. Н. Материалы к изучению строения и состава одной из пегматитовых жил Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 5, № 188, 1955.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 2, 1952.
- Власов К. А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 5, 1955.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометальных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1, 1956.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Горлов Н. В., Г. Ф. Симонова. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов северо-западного Беломорья. Зап. Всес. мин. общ., ч. 86, вып. 6, 1957а.
- Горлов Н. В., Г. Ф. Симонова. Закономерности размещения мусковита в пегматитах северо-западного Беломорья. Докл. АН СССР, 117, 1957б.
- Гродницкий Л. Л., И. К. Силицын. Отчет по теме: «Распределение мусковита в зависимости от распределения и химико-минералогических особенностей полевых шпатов в пегматитах Северной Карелии». Фонды СЗГУ, 1962.
- Гродницкий Л. Л. Тектурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии. Тр. Ин-та геологии (г. Петрозаводск), в настоящем сб.
- Карский Б. Е., А. И. Толстой. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. ЦБГИ НИИПСМа АС и АССР, 1959.
- Коржинский Д. С. Петрографический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Вост. Сибири. Сб.: «Слюды СССР», ЦНИГРИ, 1937.
- Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Зап. Всес. мин. общ., ч. 79, 4, 1950.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2, 1952.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.
- Никитин В. Д. О состоянии изученности процессов формирования слюдоносных пегматитов. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Монография, изд. АН СССР, 1962.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1, 1940.
- Шуркин К. А., Н. В. Горлов, В. Л. Дук, М. Е. Салье и др. Беломорский комплекс Сев. Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1962.

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Известны многочисленные попытки классификации гранитных пегматитов (керамических, слюдоносных, редкометальных), используемые для оценки перспектив слюдоносности или редкометального оруденения района, прогнозных запасов различного вида сырья, связанного с пегматитами. Эти классификации составлялись на основе сведений о факторах, контролирующих размещение пегматитов в земной коре, представлений о генезисе пегматитов, о геологических особенностях, характеризующих те или иные типы пегматитов, о морфологии самих пегматитовых тел, их структурно-текстурных особенностях (признаках), минералогии пегматитов. При этом часто использовались и геохимические особенности пегматитов, в частности различия в характере проявления редкометальной и редкоземельной минерализации (Григорьев, 1935; Борисов, 1956; Боровиков, Никитин, 1953; Скропышев, 1948; Солодов, 1959; Рудовская, 1964; Смирнова, 1959; Рыцк, устное сообщение на секции УС ВСЕГЕИ 1965; и др.).

Одной из подобных классификаций является промышленно-генетическая классификация месторождений слюд, связанных с пегматитами, в том числе мусковита, предложенная П. П. Боровиковым (1966). Эта классификация выделяет три генетических типа пегматитов на основании различий в составе вмещающих пород и самих пегматитов, по основным пороодообразующим и акцессорным минералам с учетом сведений о морфологии, размерах, текстурно-структурных особенностях, условиях залегания пегматитов, тектонических структурах пегматитовых полей.

К первому, мусковитовому (условно названному «чупинским») типу отнесены пегматиты с промышленным содержанием мусковита, существенно плагиоклазового состава, очень слабо или совсем не альбитизированные. Микроклин присутствует всегда в подчиненном количестве. Мусковит в основном первой генерации (по В. Д. Никитину), высокого и среднего качества, связан с пегматоидными, кварц-мусковитовыми и сегрегационными структурами. Пегматиты этого типа пользуются значительным распространением в Чупино-Лоухском слюдоносном районе, располагаясь среди гнейсов ёнской и чупинской толщ беломорской серии метаморфических пород. Редкометальная и редкоземельная минерализации проявлены очень слабо. Содержания этих элементов обычно выше кларков. Встречаются единичные включения карбурана, берилла, орита и других минералов, редкоземельной, преимущественно цериевой группы.

Ко второму, редкометально-мусковитовому типу («хетолабинский» тип) отнесены смешанные микроклин-плагиоклазовые пегмати-

ты, слабо альбитизированные, с коричневым, бурым, зеленым мусковитом среднего и низкого качества, чаще «трещинного» и «пегматоидного» типов. Месторождения пегматитов этого типа широко распространены в Карело-Мурманском районе. Вмещающие породы — гнейсы хетоламбинской толщи беломорской серии. Радиоактивная, редкометальная и редкоземельная акцессорные минерализации несколько богаче, чем в первом типе, и проявляются в виде зон, цепочек, гнезд со скоплениями акцессорных уранинита, гумитов, монацита, ортита и других редкоземельных минералов преимущественно иттриевой группы.

К третьему типу отнесены редкометально-мусковитовые пегматиты со слабым литиево-бериллиевым и другим редкометальным оруденением («кольский» тип). Эти пегматиты имеют смешанный, существенно микроклиновый состав, слабо альбитизированы. Мусковит коричневый, реже рубиновый, иногда розовой или сиреневой окраски. В Карело-Мурманском районе распространены среди гнейсов кольской серии. Редкометальная минерализация более обильна и разнообразна, чем в первых двух типах, но также является акцессорной.

Анализ данных, приведенных в классификации П. П. Боровикова, показывает, что выделенные генетические типы мусковитовых месторождений характеризуются некоторыми общими и индивидуальными особенностями:

1. Отмечается общая для всех месторождений генетическая связь с гранитными пегматитами и процессами формирования последних: перекристаллизацией и дальнейшей метасоматической переработкой пегматитовой породы.

2. Отмечается эволюционный путь развития пегматитов, идущий всегда в одном направлении — от бесплодной пегматитовой породы простого кварц-полевошпатового состава, однородной по своему строению и сложению, к пегматиту сложного состава — слюдоносному и редкометально-редкоземельному.

3. Все стадии минерализации в метасоматически переработанных пегматитах развиваются в одной системе тектонических трещин. При этом наблюдается всегда одна, общая для всех выделенных типов, линейная (зональная) направленность развития дослюдяных, внутрислюдяных и внутрирудных подвижек в пегматитовом поле и отдельных пегматитовых телах, одна и та же последовательность развития стадий минерализации — от слюдяной к редкометально-редкоземельной. Эти стадии сопровождаются промежуточными: микроклинизацией, явлениями кварцевого метасоматоза. Какой бы фактор мы ни рассматривали, всегда можно видеть единую, общую последовательность эволюционного развития: закономерное изменение состава пегматита, усложнение структур в нем — от простых однородных блоковых до сильно измененных зональных, пятнистых, где чередуются участки одной или нескольких разновидностей пегматита с простыми структурами.

Рудный метасоматоз (редкометально-радиоактивно-редкоземельные стадии) осуществляется также в одном направлении и одной последовательности: от урано-ториевого к натро-литиевому, где промежуточными будут тантало-ниобаты, нормальные фосфаты и др. Таким образом, можно говорить здесь об эволюционном развитии не только самого пегматита, но и поступающего в него рудоносного раствора.

4. Классификация не исчерпывает всех возможностей выделения генетических типов мусковитовых месторождений. Она схематична:

в ней показывается лишь преимущественное развитие в слюдоносных районах пегматитов того или иного генетического типа при наличии в этих же районах других типов. По-видимому, есть переходные разности пегматитов, в которых существуют участки-блоки разных типов не только в одном пегматитовом поле, но и в одном пегматитовом теле. Внутри генетических типов, вероятно, при дальнейшем изучении будут выделены подгруппы, подтипы и другие разности.

Месторождения пегматитов с промышленным редкометальным оруденением (например, натро-литиевого типа), часто содержащие в значительных количествах мусковит, но сильно деформированный и плохого качества, в классификации П. П. Боровикова не рассматривались.

Процесс образования и развития пегматитов в значительной мере контролируется тектоникой — допегматитовой, определяющей положение, размеры и форму пегматитовых поясов, полей, кустов и единичных жил, и внутрипегматитовой, от которой зависит степень и характер переработки пегматита (Никитин, 1950). Этот процесс охватывает также и породы вмещающего комплекса, поэтому мы вправе ожидать, что последние будут нести на себе черты химизма заключенных в них пегматитов, определяемые стадией их развития, теми изменениями, которые они претерпели в этом процессе. Сведения о химизме пегматитов и вмещающих их пород могут быть, следовательно, использованы в качестве одного из признаков типа и характера оруденения пегматитов, позволяющего классифицировать их на основе различий и общих черт в их химизме. Преимуществом этого признака будет возможность количественной оценки данных о спектре содержащихся в породе элементов и их концентрациях.

Эти положения могут быть иллюстрированы материалами по характеристике химизма пегматитов различных типов Карело-Кольского региона¹.

Пегматиты²

Пегматиты региона условно разделены нами на четыре типа, до некоторой степени повторяющие классификацию П. П. Боровикова (1965). К первому отнесены промышленные слюдоносные пегматиты Чупино-Лоухского и Енского районов («чупинский» тип). Второй тип объединяет пегматиты, характеризующиеся наличием зеленоватого, коричневого мусковита, иногда сильно деформированного, с признаками редкометального оруденения — полихромными турмалинами, литиевыми слюдами и т. п. («хетолабинский» и «кольский» типы П. П. Боровикова). В третий тип включены промышленные редкометальные пегматиты, в четвертый — керамические пегматиты. Эти типы пегматитов охарактеризованы химическими и спектральными анализами, количество и распределение которых по типам показано в таблице 1.

По данным полуколичественного спектрального анализа содержания урана, тория, висмута, мышьяка, таллия, скандия, цинка и серебра

¹ Материалы представлены серией химических и спектральных полуколичественных анализов пегматитов, их минералов и пород вмещающей толщи. Они собраны по рукописным материалам СЗГУ ст. геологом Н. В. Янковской и систематизированы и обработаны нами. Общее количество проб около 600.

² В этом разделе систематизированы данные анализа валовых проб пегматита. Закономерности, прослеживаемые при этом, должны быть детально изучены и уточнены при анализе мономинеральных проб.

Таблица 1

Типы пегматитов

Тип	Количество анализов	
	химических	спектральных
I — «чупинский»	28	9
II — «хетолаамбинский» и «кольский»	—	55
III — «редкометальный»	5	46
IV — «керамический»	31	—

в большинстве проб ниже порога чувствительности метода определения. Результаты анализа на остальные элементы систематизированы в таблице 2. При расчетах средних содержаний пробам, в которых данный элемент не обнаруживался, условно приписывалось содержание на 0,5—0,3 порядка ниже порога чувствительности.

Поэтому цифры средних содержаний и величин кларков концентрации следует рассматривать как максимально возможные.

Рассматриваемые элементы в зависимости от концентрации их в пегматитах региона условно разделены на четыре группы. К первой группе отнесены тантал, ниобий, олово, цезий, рубидий, литий, бериллий, накапливающиеся в редкометальных и в меньшей степени «хетолаамбинских» и «кольских» пегматитах. В редкометальных пегматитах эти элементы устанавливаются в большинстве проб (18—100%) при средних содержаниях от п. 10^{-3} до п. $10^{-1}\%$. Кларки концентрации элементов первой группы в редкометальных пегматитах всегда значительно больше единицы (5—1840) и превышают этот показатель для слюдоносных пегматитов в 50—100 раз и более (бериллий, цезий, литий). «Хетолаамбинский» и «кольский» типы по концентрации этих элементов занимают промежуточное положение. Ко второй группе отнесены молибден, свинец, иттрий, медь и цирконий¹ — элементы, повышенные концентрации которых характерны для пегматитов второго типа. В редкометальных и слюдоносных пегматитах кларки концентрации элементов второй группы близки к единице. К этой же группе следует, возможно, отнести и церий. Кларк концентрации церия в редкометальных пегматитах меньше единицы. В слюдоносных пегматитах он встречен только в одной пробе с содержанием около $3 \cdot 10^{-2}\%$, в то время как в пегматитах второго типа он встречен в четырех пробах с содержанием $5 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-2}\%$. Для более уверенного отнесения церия к рассматриваемой группе необходимы дополнительные исследования с увеличением чувствительности определения не менее чем на порядок. К третьей группе отнесены элементы, характерные для слюдоносных пегматитов: стронций, сурьма, лантан, иттербий, галлий. Наиболее четко повышение концентрации в пегматитах первого типа («чупинский») отмечено для стронция. Средний кларк концентрации стронция в пегматитах по региону равен 2, в редкометальных пегматитах снижается до 0,03, а в слюдоносных возрастает до 22. Остальные элементы дают менее четкую картину и требуют для дальнейших исследований повышения порога чувствительности анализа с тем, чтобы можно было определять элемент в содержаниях на порядок менее кларка. Галлий во всех выделенных типах пегматитов содержится в повышенных количествах (кларк концентрации 1—5), увеличение

¹ Цирконий во всех типах пегматитов отмечен в количествах менее кларка, но во втором типе пегматитов содержание его относительно более высокое, чем в первом и третьем.

содержания его в слюдоносных пегматитах по сравнению с другими незначительно.

В четвертую группу отнесены никель, хром, ванадий. Среднее содержание их в пегматитах региона ниже кларка (0,25—0,36), однако различные типы пегматитов по содержанию этих элементов резко дифференцированы. В слюдоносных пегматитах средние содержания их близки к кларкам или превышают их (1,0—2,0), а в редкометалльных значительно меньше кларка (0,22—0,04). В пегматитах «хетолаамбинско-кольского» типа кларки концентрации хрома, ванадия, никеля составляют соответственно 0,32; 0,25; 0,39.

Таким образом, наблюдается отчетливое различие в химизме выделенных типов пегматитов. Слюдоносные пегматиты характеризуются повышенными кларками концентрации стронция, сурьмы, лантана, иттербия, близкими к единице — хрома, ванадия, никеля и пониженными — лития, рубидия, цезия, бериллия. Для редкометалльных пегматитов характерны высокие концентрации редких щелочей, бериллия, тантала, ниобия, олова и резко пониженные содержания никеля, хрома, ванадия. Пегматиты «хетолаамбинско-кольского» типа отмечаются повышенным содержанием иттрия, свинца, циркония и менее отчетливо молибдена и меди.

Несмотря на более низкую чувствительность к рассматриваемым элементам, данные обычного силикатного анализа дают аналогичные результаты. Содержания лития (Li_2O) в количествах более 0,03% встречены в пробах редкометалльных пегматитов (2 пробы из 5), в них определяются также иногда рубидий и цезий, тогда как для слюдоносных и керамических пегматитов эти элементы совершенно не характерны (ни в одной из 59 проб они не были обнаружены). Различаются пегматиты и по содержанию в них окислов P_2O_5 и SO_3 . В редкометалльных и слюдоносных пегматитах пятиокись фосфора в количествах 0,01% отмечена в 20—25% всех проб, а в керамических содержание этого окисла по всей анализируемой серии (31 проба) менее 0,01%. Серный ангидрид SO_3 , напротив, характерен для керамических пегматитов и не встречается в редкометалльных и слюдоносных пегматитах (таблица 3).

Минералы пегматитов

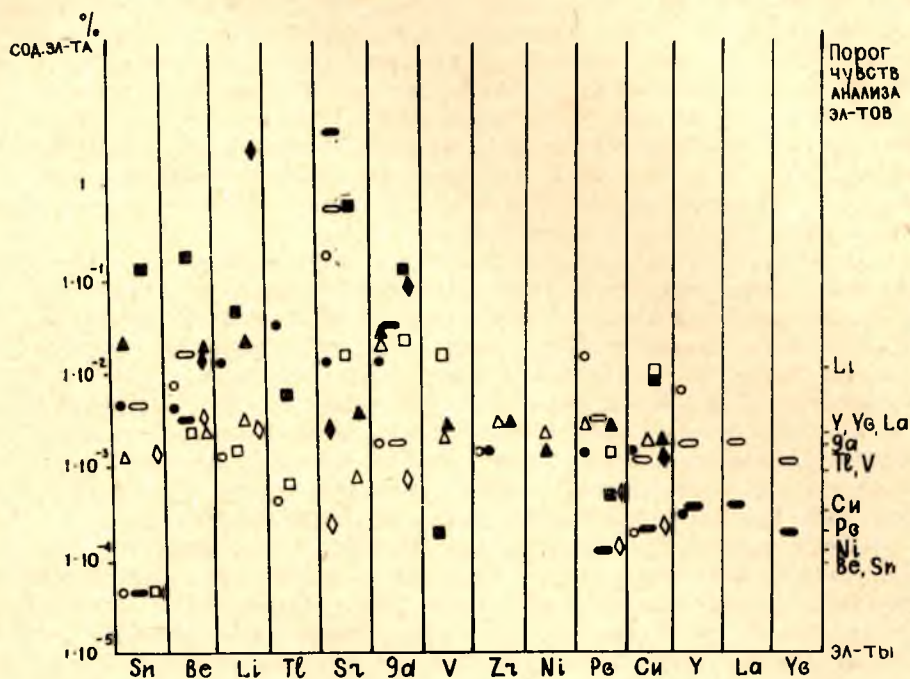
Результаты спектральных анализов проб плагиоклазов, микроклинов, мусковитов, биотитов и турмалинов из слюдоносных и редкометалльных пегматитов приведены на рисунке (стр. 129).

Турмалины редкометалльных пегматитов отличаются от турмалинов слюдоносных пегматитов повышенными содержаниями олова, бериллия, лития, стронция, галлия, свинца и меди. Особенно значительная разница (на один—два порядка и более) отмечена в содержаниях олова, лития и галлия. Различия в химическом составе турмалинов из пегматитов разных типов настолько значительны, что проявляются в их внешнем виде. Общеизвестно, что полихромные турмалины редкометалльных пегматитов имеют синие, зеленые и розовые оттенки, тогда как турмалины слюдоносных и керамических пегматитов окрашены преимущественно в темно-коричневые и черные цвета. Наличие полихромных турмалинов в слюдоносных пегматитах является одним из признаков проявления в них редкометалльной минерализации. Подмечено, что в пегматитах с промышленным содержанием мусковита чаще встречаются черные турмалины, а в жилах того же типа, но с непромышленной слюдой — коричневые турмалины (устное сообщение ст. геолога СЗГУ А. Н. Спиридонова).

Средние содержания и кларки концентрации некоторых элементов в пегматитах Карело-Кольского региона и породах основного состава из вмещающей толщи

Э л е м е н т ы	Чувстви- тельность анализа	Кларки по А. П. Виноградову, 1962 г.				Содержание элементов (среднеарифметиче- ский %)			К л а р к и к о н ц е н т р а ц и й												
		п о р о д ы				п е г м а т и т ы			породы вмещающей толщи основного состава из районов распространения пегматитов				для пегматитов по отношению к кларку кислых пород				для пород основного состава вмещающих толщ из районов распространения пегматитов по отношению к кларку основных пород				
		осадочные	кислые	основные	в целом по региону	редко- металльные	слюдонос- ные с ред- кометаль- ным оруде- нием	слюдо- носные	по региону в целом	редко- металльные	слюдо- носные с редкоме- тальным орудене- нием	слюдо- носные	по ре- гиону в целом	редко- металь- ные	слюдо- носные с редко- металь- ным оруде- нием	слюдо- носные	по ре- гиону в целом	редко- металь- ные	слюдо- носные с редко- металь- ным оруде- нием	слюдо- носные	
I группа																					
Цезий	3·10 ⁻²	1,2·10 ⁻³	5·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	7·10 ⁻²	9,2·10 ⁻¹	3·10 ⁻²	3·10 ⁻²	—	—	—	—	140,0	1840,0	60,0	60,0	—	—	—	—	
Рубидий	1·10 ⁻¹	2·10 ⁻²	2·10 ⁻²	4,5·10 ⁻³	8·10 ⁻²	1,4·10 ⁻¹	1·10 ⁻¹	1·10 ⁻¹	—	—	—	—	4,0	7,0	5,0	5,0	—	—	—	—	
Литий	1·10 ⁻²	6·10 ⁻³	4·10 ⁻³	1,5·10 ⁻³	4,8·10 ⁻¹	9,3·10 ⁻¹	3,4·10 ⁻²	2·10 ⁻³	3,1·10 ⁻³	9,8·10 ⁻³	1·10 ⁻³	1·10 ⁻³	120,0	230,0	8,0	5,0	2,0	6,5	0,7	0,7	
Бериллий	1·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	5,5·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁵	6,4·10 ⁻³	1,1·10 ⁻²	3,5·10 ⁻³	1,2·10 ⁻⁴	3,1·10 ⁻⁴	5,4·10 ⁻³	1,1·10 ⁻³	1·10 ⁻⁴	12,0	20,0	6,4	0,2	8,0	130,0	30,0	2,5	
Тантал	1·10 ⁻³	3,5·10 ⁻⁴	3,5·10 ⁻⁴	4,8·10 ⁻⁵	3·10 ⁻³	4·10 ⁻³	1,9·10 ⁻³	1·10 ⁻³	—	—	—	—	8,6	11,4	5,4	2,8	—	—	—	—	
Ниобий	1·10 ⁻³	2·10 ⁻³	2·10 ⁻³	2·10 ⁻³	7·10 ⁻³	1·10 ⁻²	5,8·10 ⁻³	2·10 ⁻³	—	—	—	—	3,5	5,0	2,5	1,0	—	—	—	—	
Олово	1·10 ⁻⁴	1·10 ⁻³	3·10 ⁻⁴	1,5·10 ⁻⁴	3·10 ⁻³	7·10 ⁻³	1,1·10 ⁻³	4·10 ⁻⁴	—	—	—	—	10,0	23,0	3,7	1,3	—	—	—	—	
II группа																					
Молибден	5·10 ⁻⁵	2·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	1,4·10 ⁻⁴	2,7·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	1,6·10 ⁻³	5·10 ⁻⁵	—	—	—	—	2,7	2,0	16,0	0,5	—	—	—	—	
Свинец	3·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	2·10 ⁻³	8·10 ⁻⁴	4,6·10 ⁻³	2,7·10 ⁻³	9,2·10 ⁻³	5,2·10 ⁻³	2,4·10 ⁻³	1,2·10 ⁻³	3·10 ⁻³	2,7·10 ⁻³	2,3	1,3	4,6	2,6	3,0	1,5	3,8	3,4	
Иттрий	3·10 ⁻³	3·10 ⁻³	3,4·10 ⁻³	2·10 ⁻³	3,6·10 ⁻³	1,8·10 ⁻³	5,3·10 ⁻³	2,8·10 ⁻³	2,4·10 ⁻³	1,8·10 ⁻³	1,3·10 ⁻²	7,8·10 ⁻⁴	1,1	0,5	1,5	0,8	1,2	0,9	6,0	0,39	
Медь	5·10 ⁻⁴	5,7·10 ⁻³	2·10 ⁻³	1·10 ⁻²	2·10 ⁻³	1·10 ⁻³	2,8·10 ⁻³	2,4·10 ⁻³	2·10 ⁻²	6·10 ⁻³	4,7·10 ⁻³	4,2·10 ⁻²	1,0	0,5	1,4	1,2	2,0	0,6	0,47	4,2	
Цирконий	1·10 ⁻³	2·10 ⁻²	2·10 ⁻²	1·10 ⁻²	1,5·10 ⁻³	3,6·10 ⁻³	5,5·10 ⁻³	3,0·10 ⁻³	1,5·10 ⁻²	1,9·10 ⁻²	7·10 ⁻³	1,4·10 ⁻²	0,22	0,18	0,28	0,15	1,5	1,9	0,7	1,4	
III группа																					
Стронций	2·10 ⁻³	4,5·10 ⁻²	3·10 ⁻²	4,4·10 ⁻²	6,1·10 ⁻²	1·10 ⁻³	6,5·10 ⁻³	6,9·10 ⁻¹	8,5·10 ⁻³	6,3·10 ⁻³	4·10 ⁻³	1·10 ⁻³	2,0	0,03	0,22	23,0	0,19	0,14	0,09	0,23	
Сурьма	1·10 ⁻³	2·10 ⁻⁴	2,6·10 ⁻⁵	1·10 ⁻⁴	1,3·10 ⁻³	8·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	1,6·10 ⁻³	—	—	—	8,6·10 ⁻³	50,0	31,0	4,0	60,0	—	50,0	50,0	86,0	
Лантан	1·10 ⁻²	4·10 ⁻³	6·10 ⁻³	2,7·10 ⁻³	1,3·10 ⁻²	1,1·10 ⁻³	1,3·10 ⁻³	1,5·10 ⁻²	—	—	—	—	2,2	0,18	0,22	2,5	—	—	—	—	
Иттербий	3·10 ⁻³	3·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	1,5·10 ⁻³	1·10 ⁻³	1,6·10 ⁻³	3·10 ⁻³	—	—	—	—	3,8	2,5	4,0	7,5	—	—	—	—	
Галлий	2·10 ⁻³	3·10 ⁻³	2·10 ⁻³	1,8·10 ⁻³	9,8·10 ⁻³	9,2·10 ⁻³	9,5·10 ⁻³	1,3·10 ⁻²	3·10 ⁻³	2,2·10 ⁻³	2·10 ⁻³	3,5·10 ⁻³	4,9	4,6	4,8	6,5	1,7	1,2	1,1	2,0	
IV группа																					
Хром	1·10 ⁻³	1·10 ⁻²	2,5·10 ⁻³	2·10 ⁻²	9·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	8·10 ⁻⁴	3,8·10 ⁻³	4,9·10 ⁻²	9,3·10 ⁻³	7,5·10 ⁻²	6,3·10 ⁻²	0,36	0,04	0,32	1,5	2,4	0,46	3,6	3,2	
Ванадий	1·10 ⁻³	1,3·10 ⁻²	4·10 ⁻³	2·10 ⁻²	1,2·10 ⁻³	9·10 ⁻⁴	1·10 ⁻³	4·10 ⁻³	2·10 ⁻²	1,5·10 ⁻²	1,5·10 ⁻²	2,6·10 ⁻²	0,3	0,22	0,25	1,0	1,0	0,3	0,8	1,3	
Никель	1·10 ⁻⁴	9,5·10 ⁻³	8·10 ⁻⁴	1,6·10 ⁻²	2·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	3,6·10 ⁻⁴	1,6·10 ⁻³	1,9·10 ⁻²	1,5·10 ⁻³	8·10 ⁻³	2,9·10 ⁻²	0,25	0,12	0,39	2,0	1,2	0,9	0,5	1,8	

Мусковиты также содержат широкий круг элементов-примесей, концентрации которых различны в пегматитах рассматриваемых типов. Для мусковитов редкометальных пегматитов характерны высокие содержания акцессорных лития, олова, бериллия, таллия стронция



Минералы	Кол-во проб	
	тип пегматита	
	слюдоносные	редкометаллы
Микроклины	6	10
Плаггиоклазы	5	1
Мусковиты	6	9
Биотиты	3	3
Турмалины	1	14

Средние содержания элементов

- в микроклинах
- в плаггиоклазах
- в мусковитах
- ▲ в биотитах
- ◆ в турмалинах
- 1-минералы редкометальных,
- 2-слюдоносных пегматитов

Характеристика химического состава некоторых минералов слюдоносных и редкометальных пегматитов Карело-Кольского региона

и галлия. Ванадий и свинец, напротив, более характерны для мусковитов слюдоносных пегматитов, концентрация меди примерно одинакова. Различная концентрация примесей в мусковитах определяет внешний вид этого минерала, в частности, его окраску. Известно, что мусковит промышленных слюдоносных пегматитов имеет коричневую или рубиновую окраску, мусковит из жил «хетоламбинского» и «кольского» типов — зеленоватую, бурую, коричневую, а мусковит редкометальных пегматитов часто окрашен в розоватые и лиловые тона¹.

¹ Об относительном обогащении мусковитов слюдоносных пегматитов «хетоламбинского» типа по сравнению с мусковитами пегматитов «чупинского» типа литием, рубидием, цезием и бериллием сообщает Г. П. Сафронова (Сафронова, 1966).

Биотиты редкометалльных пегматитов по сравнению с биотитами слюдоносных пегматитов содержат в более высоких концентрациях олово, бериллий, литий, стронций. Содержания галлия, циркония, ванадия, никеля, свинца и меди, по нашим данным, примерно одинаковы в обоих типах. В микроклинах редкометалльных пегматитов в большинстве случаев наблюдаются более высокие концентрации олова, лития, галлия, меди, чем в микроклинах слюдоносных пегматитов. Обратные соотношения отмечены для стронция, свинца, иттрия, а содержания бериллия и циркония примерно одинаковы.

Для плагиоклазов характерны другие соотношения: олово, бериллий, иттербий, лантан, свинец, иттрий и медь более характерны для плагиоклазов слюдоносных пегматитов, а стронций и галлий — для плагиоклазов редкометалльных пегматитов.

Данные химических анализов в общих чертах подтверждают отмеченные закономерности и добавляют ряд новых элементов-индикаторов. Из 17 проб мусковитов из слюдоносных пегматитов литий, рубидий, цезий и бериллий не определены ни в одной пробе (обычный силикатный анализ), в восьми установлен фтор (0,06—0,18%), в пяти — сера (0,003—0,17%) и хлор (0,24—0,40%), в четырех — ВаО (0,08—0,39%). Для мусковитов из редкометалльных пегматитов (4 пробы) в 3 пробах обнаружены высокие содержания Li_2O (0,1—3,19%), Rb_2O (1,58—7,13%), в 2 — Cs_2O (0,17—1,08%), в одной пробе — фтор (0,12%). Сера, хлор, окись бария не обнаружены ни в одной пробе.

В микроклинах редкометалльных пегматитов встречены высокие содержания Li_2O , Rb_2O , P_2O_5 тогда как в микроклинах слюдоносных пегматитов редкие щелочи не фиксируются химическими анализами. Аналогично этому кварцы, гранаты, а особенно турмалины и бериллы редкометалльных пегматитов постоянно обогащены редкими щелочами по сравнению с этими же минералами слюдоносных пегматитов.

Вмещающие породы

Вмещающие породы несут на себе отпечаток особенностей химизма заключенных в них пегматитов, четко фиксирующий даже для пород

Содержания
в некоторых породах из районов распространения

Порода	Всего анализов	Из них								
		Li ₂ O>0,003 %				Li ₂ O<0,003 %				количество анализов
		количество анализов	редкометалльные	слюдоносные	керамические	количество анализов	редкометалльные	слюдоносные	керамические	
Пегматиты	64	2	2	—	—	62	3	28	31	8
Гнейсы	104	—	—	—	—	104	—	60	44	50
Амфиболиты	39	1	1	—	—	38	3	17	18	17
Габбронориты	27	3	3	—	—	24	1	6	17	9
Граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты и др.	56	1	—	—	1	55	18	13	24	21

основного состава, генетически чуждых пегматитам (табл. 2). Например, в основных породах из районов распространения редкометалльных пегматитов отмечены высокие кларки концентрации лития и бериллия (6,5 — и 130 соответственно), а в районах слюдоносных пегматитов эти элементы отмечаются лишь в единичных пробах в содержаниях порядка кларка или меньше. Хром, ванадий, никель и менее отчетливо стронций и галлий, напротив, обогащают основные породы слюдоносных районов по сравнению с аналогичными породами для районов с редкометалльными пегматитами (табл. 2).

Районы с развитием пегматитов «хетоламбинско-кольского» типа имеют промежуточный характер.

Выводы

1. Данные о средних содержаниях в пегматитах рудных элементов и элементов-примесей, элементов-спутников можно использовать для типизации, классификации пегматитов. Преимущества использования геохимических признаков перед другими заключаются в том, что сведения о составе пегматитов являются объективными параметрами, поддающимися точным измерениям и количественной оценке.

Редкометалльные пегматиты резко отличаются от пегматитов «чупинского» (слюдоносных) и «хетоламбинско-кольского» типов по спектру содержащихся в них элементов и их концентрациям. Для пегматитов с редкометалльным оруденением прежде всего характерны высокие содержания элементов, определяющих тип оруденения: редких щелочей (литий, рубидий, цезий), бериллия, тантала, ниобия. Кроме того, характерно присутствие высоких содержаний олова и таллия. В рамках этого типа, в зависимости от оруденения, могут быть выделены бериллоносные, рубидий-цезиевые, тантало-ниобиевые пегматиты с преимущественным развитием того или иного рудного элемента и сопутствующих ему.

Для слюдоносных пегматитов характерны высокие содержания стронция, сурьмы, лантана, иттербия. Галлий, хотя и содержится в них в относительно высоких концентрациях, не характерен для слюдоносных пегматитов, так как содержание его в пегматитах других типов того

Таблица 3

P₂O₅ и SO₃
пегматитов различных типов

содержат														
P ₂ O ₅ >0,01 %			P ₂ O ₅ <0,01 %						SO ₃ >0,01 %			SO ₃ <0,01 %		
из них по типам			Количество анализов	из них по типам			количество анализов	из них по типам			количество анализов	из них по типам		
редкометалльные	слюдоносные	керамические		редкометалльные	слюдоносные	керамические		редкометалльные	слюдоносные	керамические		редкометалльные	слюдоносные	керамические
1	7	—	56	4	21	31	8	—	—	8	56	5	28	23
—	35	15	54	—	25	29	13	—	—	13	91	—	60	31
2	12	3	22	2	5	15	6	—	4	2	33	4	13	16
4	5	—	18	—	1	17	1	—	—	1	26	4	6	16
3	6	12	35	15	7	13	3	—	3	—	53	18	10	25

же порядка. Слюдоносные пегматиты отличаются от других типов более высокими содержаниями хрома, никеля и ванадия. Пегматиты слюдоносные с редкометальным оруденением характеризуются повышенными содержаниями иттрия и церия. По содержанию молибдена они близки к редкометальным пегматитам, по содержанию меди — к слюдоносным.

2. Соответствие характера распределения рассмотренных элементов в пегматитах различных типов и во вмещающих их породах, наблюдаемое даже для пород основного состава, генетически чуждых пегматитам, создает впечатление о процессе оруденения, одинаково наложенном как на пегматиты, так и на вмещающие породы, что согласуется с гипотезой В. Д. Никитина (Боровиков, Никитин, 1953) о метасоматической природе оруденения и об одновременности его проявления в пегматитах и вмещающих породах. Это позволяет считать, что сведения о химизме пород вмещающей толщи могут быть одним из факторов оценки перспективности территорий, оценки пегматитоносности и типа оруденения известных или вновь найденных складчатых и разрывных структур, благоприятных для локализации пегматитов, и использовать их при поисках полей пегматитов того или иного типа.

3. Изложенные фактические материалы позволяют в общих чертах наметить круг элементов-индикаторов, которые могут быть использованы при поисках пегматитов (единичных жил, полей, кустов). Для редкометальных пегматитов такими элементами могут быть литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал, ниобий, олово, таллий, содержащиеся в пегматитах этого типа и во вмещающих их породах в относительно высоких концентрациях.

Слюдоносные пегматиты могут быть обнаружены по повышенным (относительно кларков) содержаниям в породах стронция, сурьмы, лантана, иттербия, галлия, а также хрома, ванадия, никеля. Наиболее контрастных данных можно ожидать по хрому, сурьме, стронцию, никелю. Галлий и цирконий менее показательны. Первый содержится во всех пегматитах в повышенных относительно кларка количествах, и относительное обогащение им слюдоносных пегматитов незначительно. Содержание циркония во всех пегматитах ниже кларка кислых пород.

Для пегматитов «хетоламбинско-кольского» типа характерны повышенные содержания иттрия, церия, а также молибдена и меди. Наиболее ярким элементом-индикатором этого типа пегматитов будет, возможно, церий, судя по минералогии этих пегматитов (Боровиков, 1965). В данной серии проб церий отмечается в единичных случаях вследствие низкой чувствительности анализов.

Некоторые из указанных элементов-индикаторов известны и широко используются в поисковой практике, как например: литий, цезий, рубидий и другие для редкометальных пегматитов (Ермолаев, 1959), другие только намечены, и методика их использования требует разработки.

4. Различия в химизме пегматитов в целом и отдельных минералов пегматита определяются типом их оруденения и могут быть использованы для оценки промышленной значимости пегматита. Возможность использования метода геохимии в этом направлении безусловно заслуживает внимания и дальнейшей разработки.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов П. А. Пегматиты докембрия Карелии и Кольского полуострова и их слюдоносность. Материалы ЛАГЕД, вып. 2, 1956.

Боровиков П. П. Типы слюдоносных зон и основные факторы, контролирующие их размещение в земной коре. Докт. диссер., Л., ВСЕГЕИ, 1965.

* Боровиков П. П., В. Д. Никитин. Слюданосность Карело-Финской ССР и Кольского полуострова и ее перспективы. Сб. мат. по геол., м-ний слюды, вып. 1, 1953.

Григорьев П. К. Гранитные слюдоносные пегматиты Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, 1935.

Ермолаев М. М. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов. Научн. докл. высш. школы, геол.-географ. науки, вып. 2, 1959.

Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Зап. ВМО, ч. 79, № 4, 1950.

Рудовская Л. Н. К геохимии гранитных пегматитов Беломорья. Геохимия, № 6, 1964.

Сафронова Г. П. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. Геохимия, № 11, 1966.

Скропышев А. В. О закономерностях в пространственном распределении пегматитовых образований Северной Карелии. Бюл. техн. инф. ЛГНТ, № 6, 1948.

Смирнов Ю. П. Об элементах-индикаторах из слюдоносных пегматитовых жил. Разв. и охр. недр, вып. 3, 1963.

Смирнова В. С. Типы пегматитов Рекалатвинского месторождения Мурманской области и характер их слюдоносности. Инф. бюл. ВСЕГЕИ, № 20, 1959.

Солодов Н. А. К геохимии гранитных пегматитов. Геохимия, вып. 7, 1959.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЙ СОДЕРЖАНИЯ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОТИТЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА РАЗЛИЧНОМ УДАЛЕНИИ ОТ СЛЮДОНОСНОЙ ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛЫ

Поисковыми критериями на слепые слюдоносные пегматитовые жилы могут быть ореолы распространения рассеянных элементов во вмещающих породах околожильного пространства.

Изучение специальной литературы показывает, что подобные работы на месторождениях слюдяных пегматитов все еще не получили должного развития. Кроме того, нередко (например, В. А. Куфтырева, 1964) эти работы базируются на анализе распределения элементов, определяемых в полиминеральных пробах, что искажает истинный характер ореолов рассеяния.

В целях дальнейшего исследования этого вопроса, параллельно с разведкой одной слюдоносной жилы в р-не Нижне-Пулонгского озера (Сев. Карелия), из керна буровых скважин и из подземных горных выработок были отобраны пробы вмещающих пород для выделения из них мономинеральной биотитовой фракции и последующих определений в биотите содержания рассеянных элементов. Биотит для исследований был выбран потому, что он является наиболее распространенным минералом вмещающих пород и присутствует почти во всех их разностях. Кроме того, он обладает рядом кристаллохимических особенностей, способствующих накоплению в нем рассеянных элементов (Таусон, 1961).

Месторождение, на участке одной из жил которого отбирались пробы для определения содержаний рассеянных элементов, в структурном отношении представляет собой антиклинальную складку, осложненную куполовидным поднятием, к восточному крылу которого приурочена простирающаяся в субмеридиональном направлении полоса пегматитовых жил. В пределах этой полосы, наряду с промышленно-слюдоносными жилами, распространены также многочисленные кварцевые и бесслюдные пегматитовые и гранит-пегматитовые жилы.

Породы, слагающие месторождение, относятся к верхней части разреза чупинской свиты Беломорского комплекса (Agn₃ стратиграфической схемы Е. П. Чуйкиной). Они представлены мелкозернистыми гранато-биотитовыми и кианито-гранато-биотитовыми гнейсами полосчатой и неяснополосчатой гнейсовидных текстур, перемежающимися между собой и чередующимися с маломощными пластовыми и пластово-секущими телами аплитовидных пород.

Промышленно-слюдоносные жилы характеризуются крупными размерами, плитообразной и линзовидной формой, зональным строением,

существенно плагиоклазовым или микроклин-плагиоклазовым составом пегматита.

Промышленное ослюденение в жилах приурочено к участкам, сложенным крупноблоковым и пегматондным пегматитом, а также кварц-мусковитовым метасоматитом (Салье, 1963).

Вмещающие породы почти повсеместно характеризуются изменениями минерального состава по мере приближения к контактам с пегматитовыми жилами: дистен и гранат постепенно исчезают, замещаясь мусковитом, биотитом, кварцем и кислым плагиоклазом.

В непосредственной близости от контакта происходит интенсивное замещение биотита мусковитом и в меньшей степени кварцем. Указанные процессы замещения обычно сопровождаются заметным укрупнением зернистости вмещающих пород, так что исходные тонко-, мелкозернистые дистенсодержащие гранато-биотитовые гнейсы в зоне контакта преобразуются в крупнозернистые двуслюдяные гнейсы. Ширина ореола наиболее интенсивных минералогических изменений в изученных случаях равняется 10—12 м.

Однако, как было установлено, указанные изменения в гнейсах не всегда говорят о близости пегматитовой жилы, то есть они наблюдаются также и вблизи трещиноватых зон, не залеченных пегматитом.

Для изучения околожильных изменений содержания рассеянных элементов в биотите вмещающих пород была выбрана крупная промышленно-слюдоносная пегматитовая жила, удаленная от других аналогичных жил на расстояние 400 м. Она залегает на глубине 50 м от дневной поверхности. Длина жилы свыше 300 м, протяженность по падению 30—70 м, средняя мощность 20 м. Форма жилы линзовидная, участками осложненная маломощными апофизами. Жила является продольно-секущей по отношению к залеганию вмещающих пород. Простирание жилы меридиональное, падение — на запад, пологое.

Жила имеет четко выраженное зональное строение, выражающееся в смене следующих структурных разностей пегматита и мономинеральных обособлений от контактов к ее оси:

смешанный пегматит ортотектитовой структуры;

смешанный, преимущественно плагиоклазовый пегматит не ясно-графической, апографической, петельчатой структур;

смешанный пегматит пегматондной структуры.

В осевой части жилы прослеживается зона крупных блоков белого кварца, окруженных блоками розового микроклина.

Промышленное ослюденение связано с кварц-мусковитовым комплексом и, кроме того, приурочено к краевым участкам плагиоклазовых обособлений в зоне эндоконтакта и на границе их с кварцевыми блоками. Центральные части жилы характеризуются присутствием трещинного мусковита. В ассоциации с мусковитом встречаются биотит, гранат, апатит, сульфиды.

Отбор проб для определения фоновых содержаний рассеянных элементов в биотите производился на значительном удалении от контактов с жилой (150 м и более) из пород, которые по литологическим и петрографическим признакам были идентичны породам, непосредственно вмещающим жилу. Такими породами были дистено-гранато-биотитовые гнейсы тонко- и мелкозернистой структур, слоистого и гнейсовидного сложения.

Пробы отбирались по 3 сечениям, расположенным друг от друга на расстояниях 35 и 75 м. По двум сечениям пробы были отобраны из керна буровых скважин и по одному — из квершлага. По скважинам пробы отбирались через 20—40 м вдали от контактов с жилой и через

2 м вблизи от них, а по кваршлагу — соответственно через 5 и через 0,2 м. Длина линий отбора проб как со стороны висячего, так и со стороны лежащего боков жильного тела составляла от 40 до 100 м.

Вес каждой исходной пробы гнейсов колебался в пределах от 0,5 до 1 кг, что позволило впоследствии оставить дубликаты проб и отобрать образцы для изготовления шлифов.

Отбор мономинеральной фракции биотита из проб производился в минералогической лаборатории тематической комплексной экспедиции СЗТГУ. Полученные при этом пробы биотита анализировались в центральной химической лаборатории СЗТГУ. 11 проб было подвергнуто силикатному химическому анализу и 37 проб — полуколичественному спектральному анализу, который по мнению ряда исследователей (Клер, Катченков, 1957) является достаточно надежным аналитическим методом. Этим методом определялось содержание 42 химических элементов, однако лишь 9 из них (Ba, Mn, Sr, Ga, Ca, V, Cu, Zr и Sc) проявили тенденцию к закономерным изменениям содержаний в околожильной зоне по сравнению с фоновыми содержаниями этих элементов в биотите вмещающих гнейсов, находящихся на значительном удалении от контактов с жилой.

В таблицах 1, 2, 2а и 3 приведены фактические данные о содержании указанных выше элементов на различных удалениях от контактов с жилой точек отбора проб по трем сечениям, характеризующимся различной степенью ослюденения, особенностями минералогического состава и структурами пегматита жилы в тех же сечениях.

В таблице 2а приводятся данные анализов биотита из проб, отобранных по скважине № 857, интересной тем, что она подсекала жилу в ее корневой части, вблизи от выклинивания.

Данные, полученные в результате исследований, проведенных в трех сечениях, говорят о существовании для некоторых элементов определенных закономерностей изменения их содержаний, зависящих не только от удаления точек отбора проб от контактов с жильным телом, но и от структурно-минералогических особенностей пегматита (в частности, от степени ослюденения) тех сечений, в которых отбирались пробы вмещающих пород.

В сечении скважины № 850, в котором жила практически не содержит мусковита, а в составе пегматита преобладает микроклин, содержания Ba, Ca, Ga, Zr и Sc по мере приближения точек отбора проб к жиле снижаются и характеризуются отрицательными по сравнению с фоном значениями. В сечении же скважин 855 и 857, где пегматитовые жилы отличаются богатым ослюденением, умеренным количеством микроклина и зональным строением, содержания Ba, Ca и Ga по мере приближения к жиле становятся выше фоновых, а содержания Sc мало отличаются от них.

Ванадий в обоих рассматриваемых сечениях дает отрицательные аномалии содержаний, причем можно предполагать, что величина этих аномалий для V обратно пропорциональна ослюденению и прямо пропорциональна количеству микроклина. Это отчетливо видно на рисунке 1.

Изменение содержаний Sr и Cu при приближении к висячему контакту жилы отличается от изменения содержаний, наблюдающегося при приближении к ее лежащему контакту. Кроме того, на характер и интенсивность изменений содержания хрома существенное влияние оказывает степень ослюденения жилы. В случае присутствия в жильном теле мусковита кривая содержаний со стороны висячего бока жилы почти совпадает с фоновым уровнем, а со стороны лежащего бока распола-

Таблица 1

Сечение скважины № 850

Мусковит отсутствует.

Пегматит-плагиноклазо-микроклинового состава.

Преобладающие структуры пегматита—блоковая и пегматоидная.

Элементы	Фоновые содержания, %	Содержание элементов на различном удалении от контактов с жилой, %									
		На удалении от висячего контакта, м			На удалении от лежащего контакта, м						
		4	32	70	2	21	28	47	60	80	100
Ba	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,06	0,03	0,03
Mn	0,006	0,002	0,02	0,003	0,003	0,01	0,06	0,02	0,01	0,006	0,02
Cr	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,01	0,06	0,03	0,006
Ga	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,006	0,002	0,006	0,01	0,006
Ca	0,02	0,01	0,02	0,2	0,01	0,01	0,02	0,01	0,002	0,02	0,01
V	0,06	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,06	0,03
Cu	0,001	0,0003	0,0003	0,0003	0,001	0,001	0,01	0,0006	0,0006	0,006	0,001
Zr	0,003	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003
Sc	0,003	0,0003	0,003	0,003	0,0003	0,001	0,003	0,002	0,003	0,0003	0,0003

Таблица 2

Сечение скважин № 855 и 857

Среднее содержание слюды 119,0 кг/м³.

Минералогические особенности пегматита: в центре жилы—блок кварца, по бокам которого развит микроклин-плагиоклазовый пегматит с участками кварц-мусковитового комплекса.

Мусковит высокого качества, размером диаметра скважины (89 мм).

Преобладающие структуры пегматита: блоковая, пегматондная, петельчатая и апографическая.

Скв. № 855

Элементы	Фоновые содержания	Содержание элементов на различном удалении от контактов с жилой, %								
		На удалении от висячего контакта, м			На удалении от лежащего контакта, м					
		2	32	50	2	22	38	42	56	64
Ba	0,06	0,06	0,06	0,06	0,1	0,1	0,06	0,06	0,02	0,03
Mn	0,006	0,06	0,02	0,006	0,06	0,06	0,01	0,03	0,01	0,01
Cr	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Ga	0,003	0,006	0,002	0,001	0,006	0,006	0,006	0,001	0,002	0,003
Ca	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
V	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03	0,06
Cu	0,001	0,0003	0,0006	0,0006	0,003	0,006	0,0006	0,0003	0,0006	0,0003
Zr	0,003	0,006	0,006	0,001	0,006	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003
Sc	0,003	0,003	0,001	0,0003	0,001	0,006	0,003	0,003	0,001	0,003

Таблица 2а

Скв. 857

Элементы	Фоновые содержания, %	Содержания элементов на различном удалении от контактов с жилой, %							
		На удалении от висячего контакта, м				На удалении от лежащего контакта, м			
		2	10	48	81	2	32	54	
Ba	0,06	0,1	0,1	0,03	0,03	0,1	0,06	0,06	
Mn	0,006	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,006	0,003	
Cr	0,02	0,02	0,01	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	
Ga	0,003	0,006	0,006	0,003	0,001	0,002	0,01	0,003	
Ca	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	
V	0,06	0,02	0,02	0,03	0,06	0,03	0,06	0,06	
Cu	0,001	0,0003	0,0003	0,0003	0,006	0,003	0,002	0,002	
Zr	0,003	0,006	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	
Sc	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,0006	0,003	0,01	

Таблица 3

Сечение кваршлага

Среднее содержание слюды = $14,7 \text{ кг/м}^3$.

Минералогические особенности пегматита: в центре жилы—кварцевая ось, по бокам которой развит микроклин-плагиоклазовый пегматит. Микроклин и плагиоклаз наблюдаются в равных соотношениях. Мусковит среднего качества приурочен к пегматиту и кварц-мусковитовому комплексу.

Преобладающие структуры пегматита: блоковая, пегматоидная, апографическая и кварц-мусковитовый комплекс.

Элементы	Фоновые содержания, %	Содержание элементов на различном удалении (м) от лежащего контакта с жилой, %										
		0,2	1,2	3,2	5,2	8,2	12,2	17,2	23,2	28,2	33,2	37,2
Ba	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Mn	0,006	0,1	0,06	0,06	0,06	0,01	0,001	0,002	0,002	0,01	0,006	0,06
Cr	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,003	0,02	0,03	0,02
Ga	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,006	0,002	0,002
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	0,01
V	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,06	0,06	0,006	0,03	0,06	0,03
Cu	0,001	0,0003	0,0003	0,0003	0,001	0,002	0,0003	0,0003	0,001	0,002	0,001	0,0003
Zr	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002
Sc	0,003	<0,001	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	—

гается выше его. В случае же полного отсутствия мусковита в исследованном сечении жилы кривая содержаний хрома со стороны висячего бока располагается ниже фонового уровня, а в лежащем боку — совпадает с ним.

Поведение содержаний меди не зависит от текстурно-минералогических особенностей пегматита опробованных сечений, и со стороны висячего бока кривая ее содержаний располагается ниже фона, а со стороны лежачего бока — выше его.

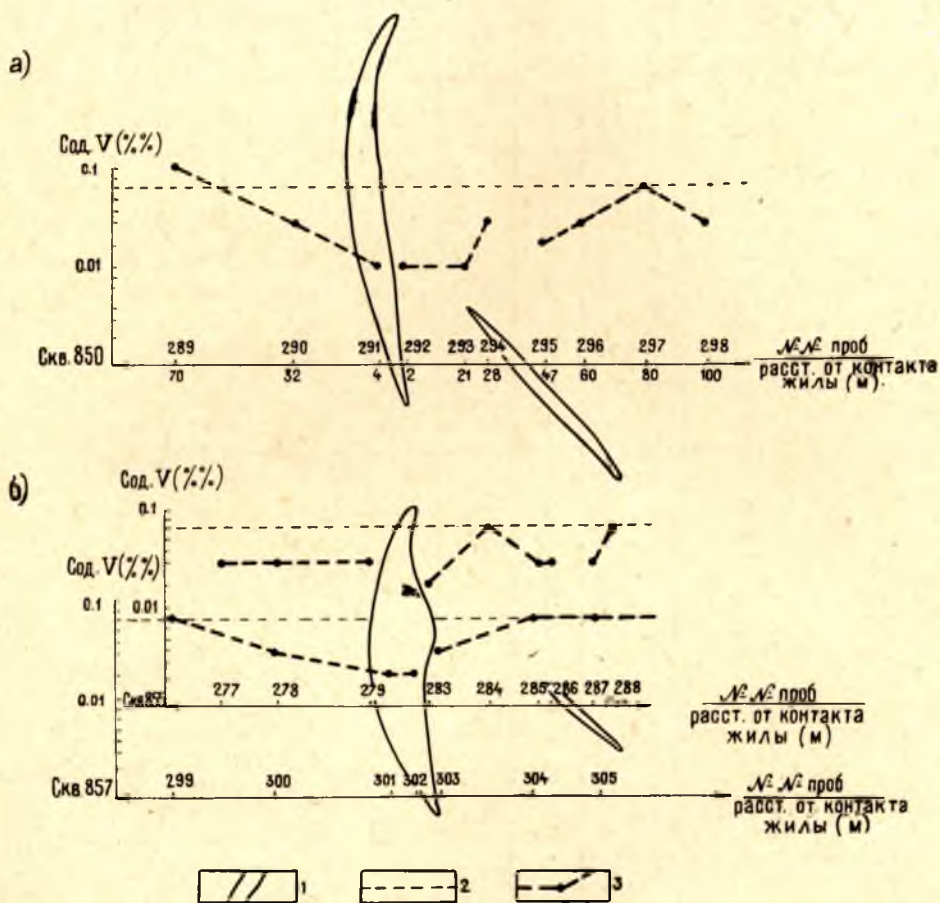


Рис. 1. Графики содержания ванадия в биотите вмещающих пород:

а) в сечении жилы с бедным ослоднением и с богатым содержанием микроклина; б) в сечении жилы с богатым ослоднением и с умеренным содержанием микроклина. 1 — контуры пегматитовой жилы; 2 — среднее фоновое содержание ванадия в биотите; 3 — фактическое содержание ванадия по пробам биотита

В таблице 4 сведены данные об отрицательных и положительных аномалиях содержаний 9 элементов как со стороны висячего, так и со стороны лежачего бока жилы, и указана «ширина» аномалий, то есть то расстояние от контакта жилы, начиная с которого содержания соответствующего элемента становятся аномальными по сравнению с фоновым.

Таблица 4

Характеристики аномалий

Элементы	Фоновые значения, %	Положительная				Отрицательная			
		висячий контакт жилы	ширина аномалии, м	лежащий контакт жилы	ширина аномалии, м	висячий контакт жилы	ширина аномалии, м	лежащий контакт жилы	ширина аномалии, м
Ba	0,06	0,06—0,1*	до 30	0,06—0,1*	до 30	устойчиво 0,03**	до 70	устойчиво 0,02**	до 70
Mn	0,006	0,02—0,03*	до 100	0,01—0,1*	до 100	0,002—0,003**	до 70	0,003**	до 20
Cr	0,02	—	—	0,02—0,06*	до 70	устойчиво 0,01**	до 4	—	—
Ga	0,003	устойчиво 0,006*	до 30	устойчиво 0,006*	до 40	0,001—0,002**	до 50	устойчиво 0,002**	до 50
Ca	0,02	до 0,03*	до 80	0,03—0,1	до 30	0,01**	до 30	0,001—0,01	до 60
V	0,06	—	—	—	—	устойчиво 0,01	до 80	устойчиво 0,01	до 80
Cu	0,001	—	—	0,002—0,003*	до 60	устойчиво 0,0003**	до 70	—	—
Zr	0,003	устойчиво 0,006*	до 40	устойчиво 0,006*	до 15	устойчиво 0,001—0,002**	до 50	устойчиво 0,001—0,002**	до 60
Sc	0,003	фоновое	до 70	—	—	0,001—0,003	до 30	0,0006—0,002	до 40

Примечания: * — повышенное количество мусковита, ** — повышенное количество микроклина.

Величины концентраций элементов характеризуют предельные значения их микроклина.

На рисунке 2 показано изменение содержаний некоторых элементов, установленное по пробам, отобранным в кваршлагге со стороны лежащего бока жилы.

Анализ данных, полученных в результате проведенных исследований изменения содержания большого числа рассеянных элементов в биотите вмещающих пород, позволяет сделать следующие выводы.

В зависимости от характера и ширины зон аномальных содержаний, рассеянные элементы могут быть объединены в две группы:

I. Группа элементов, аномалии которых соответствуют слюдоносным участкам пегматитовой жилы:

1. Элементы с положительными аномалиями Ba, Mn, Cr, Ga, Ca, Cu и Zr:

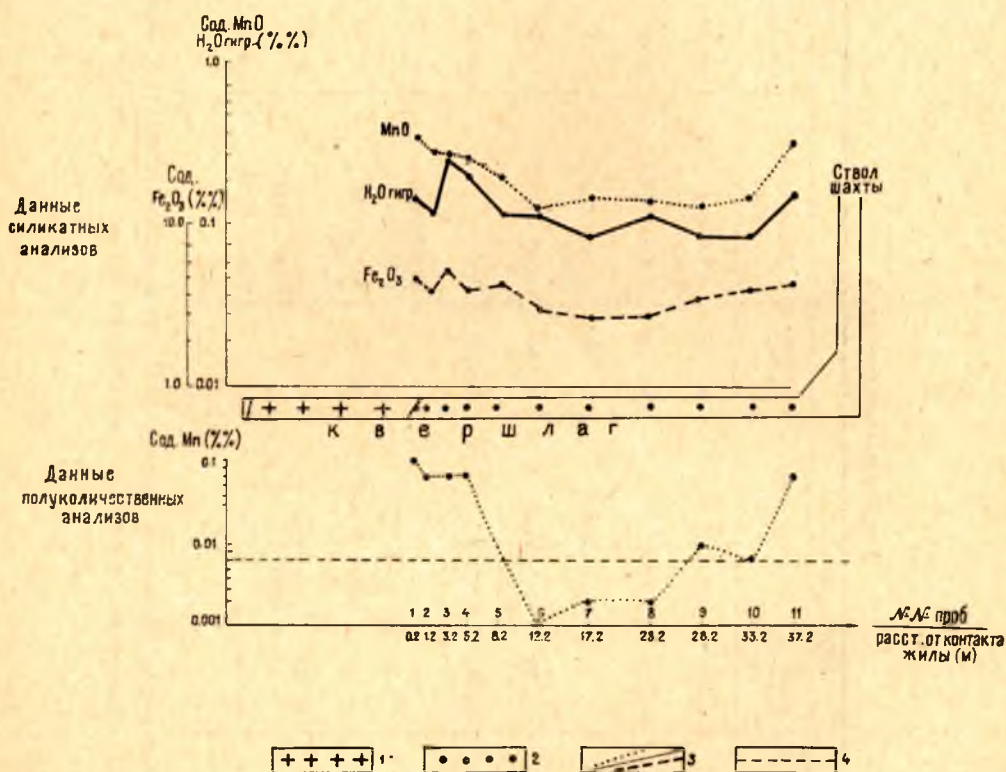


Рис. 2. Графики содержания некоторых элементов по кваршлагге:

1 — пегматитовая жила; 2 — место отбора проб; 3 — кривые содержания элементов; 4 — фоновые содержания

а) Ba обнаруживает аномальное содержание в ближайшей к жильному телу зоне, шириной 30 м;

б) Ga, Cu, Zr концентрируются в околожильной зоне, ширина которой не превышает 60 м;

в) Mn, Cr, Ca и Zr накапливаются в зоне, ширина которой не превышает 100 м.

2. Элементы с отрицательными аномалиями (V и Sc). Ширина ореолов пониженных концентраций околожильного тела для этих элементов не превышает 80 м (V до 80 м, Sc до 60 м).

II. Группа элементов, аномальное содержание которых соответствует бесплодным участкам пегматитовой жилы, Ba, Ga, Ca, V, Zr и Sc.

В эту группу вошли лишь те элементы, аномальные содержания которых ниже фонового уровня.

Для ближайшей к жильному телу зоне, шириной около 30 м, характерны аномальные содержания скандия. Ga образует отрицательные содержания в околожильной зоне, ширина которой не превышает 60 м и, наконец, Ba, Ca, V, Zr, Cr и Cu обнаруживают отрицательные аномалии содержания в зоне шириной до 70 м и более.

Зональный характер распределения аномальных содержаний рассмотренных элементов, а также характер аномалий и ширина аномальных зон показаны на рисунке 3. Из него следует, что барий, элемент с большим атомным весом (137,36), концентрируется в сравнительно узкой околожильной зоне, ширина которой 30 м.

В более широкой зоне, примыкающей к слюдоносным участкам пегматита, концентрируются галлий и медь, то есть элементы с заметно меньшей величиной атомных весов (69,7 и 63,5). В еще более широком интервале (до 100 м) концентрируются элементы Zr, Mn, Cr и Ca, атомные веса которых, за исключением Zr, еще меньше.

Для распределения элементов, обнаруживающих отрицательные аномалии, характерна тенденция к заметному обеднению биотита вмещающих пород ванадием и скандием и в зоне шириной до 80 м.

Как видно на рисунке 3, для элементов с отрицательными аномалиями гнейсов, примыкающих к бесслюдным участкам жильного тела, наблюдается ясно выраженная тенденция к относительному обогащению наиболее удаленных зон элементами с малыми величинами атомных весов.

I. Около слюдоносных участков пегматита



II Около бесслюдных участков пегматита

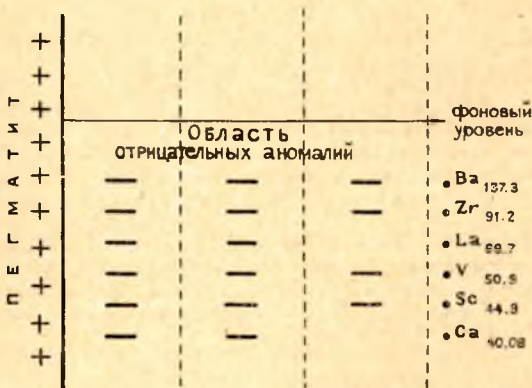


Рис. 3. Зональный характер распределения элементов примесей в биотитах из вмещающих пород (цифры у символов элементов означают их атомные веса)

Содержание Ga, характеризующегося несколько большим атомным весом, также относительно возрастает по мере удаления от жильного тела.

Таким образом, поведение одних и тех же элементов в биотите гнейсов, примыкающих к слюдоносным и практически бесплодным участкам пегматитового тела, носит различный характер: в первом случае содержание Ba, Zr, Ga и Ca характеризуется положительными аномалиями, во втором — распределение элементов обнаруживает устойчивую отрицательную аномалию. Однако в обоих случаях по мере удаления от жильного тела содержание элементов с относительно малыми атомными весами в биотите вмещающих пород возрастает.

По-видимому, приведенные факты указывают на существование закономерной связи между геохимическими процессами в околожильном пространстве и процессами формирования пегматита в жильном теле.

Установленная геохимическая зональность распределения некоторых рассеянных элементов в биотите вмещающих гнейсов относится к жиле, являющейся крупным промышленным объектом. Поэтому она не может не привлечь к себе внимания. Но полученные результаты, касающиеся размеров и характера ореолов рассеивания элементов-индикаторов, являются предварительными, так как основаны на сравнительно небольшом числе наблюдений, сделанных к тому же только на одном объекте.

Необходимо проведение аналогичных работ в более широком масштабе, с охватом большего числа объектов, характеризующихся различными геологическими условиями.

По глубокому убеждению автора, эти работы будут способствовать решению не только теоретических вопросов, но и практических задач разведки глубоких горизонтов слюдяных месторождений Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

Куфтырева В. А. Петрография и геохимические особенности экзоконтактных изменений пегматитов Мамского слюдоносного района. Сб.: «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Сиб. отд. Ин-та геохимии, 1964.

Клер М. М. Методы спектрального анализа проб при геологосъемочных и поисковых работах. Госгеолтехиздат, 1957.

Катченков С. М. Спектральный анализ горных пород. Госгеолтехиздат, 1957.

Салье М. Е. Пегматиты Чупинского района и закономерности размещения в них мусковита (Северная Карелия). Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ленингр. ордена Ленина и Трудового Красного Знамени горный ин-т им. Г. В. Плеханова, 1963.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БИОТИТА В ПЕГМАТИТАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

В гранитных пегматитах северо-восточной Карелии одним из самых распространенных второстепенных минералов является биотит. Он встречается в пегматитах всех известных здесь типов (Лабунцов, 1939), но особенно широко представлен в существенно микроклиновых и микролино-плагноклазовых жилах с красным и белым микроклином. Во вмещающих пегматиты породах, — разнообразных по составу гнейсах беломорской серии (Шуркин и др., 1962), биотит также присутствует постоянно.

В настоящее время опубликован обширный материал, освещающий особенности кристаллов биотита, его распределение в жилах, взаимоотношение с мусковитом (Бунтин, 1955; Белянкина и др., 1958; Григорьев, 1939; Карский, Толстой, 1959; Лабунцов, 1939; Лебедев, 1959; Никаноров, 1964; Никитин, 1952; Шуркин и др., 1962, и др.). Однако химическая характеристика биотита северо-карельских пегматитов базируется на ограниченном числе анализов из единичных жил и не является поэтому полной. Между тем знание особенностей химизма этого минерала, в структуре которого имеются широкие возможности для изоморфных замещений, может пролить свет на некоторые до сих пор спорные вопросы пегматитообразования.

В связи с этим определенный интерес представляют результаты химических анализов 15 образцов биотита (табл. 2) и данные о распределении редких щелочей, бериллия и скандия в биотите из пегматитовых жил Северной Карелии.

Пегматиты этого района секут разнообразные по составу гнейсы, мигматиты и основные породы так называемого Беломорского комплекса (Шуркин и др., 1962). Согласно стратиграфической шкале К. А. Шуркина (Шуркин и др., 1962) гнейсовая серия в этом районе подразделяется на четыре свиты: керетскую (нижняя), хетоламбинскую, лоухскую, чупинскую, отличающиеся по составу, степени метаморфизма и пегматитоносности.

В сильно мигматизированной керетской свите распространены в основном крупные межбудинные пегматитовые тела существенно микроклинового состава. Для хетоламбинской и частично лоухской свит характерны комплексные (Борисов, 1948) пегматиты. Собственно слюдяные жилы приурочены главным образом к породам чупинской свиты.

Образцы биотита для анализов отбирались из пегматитовых жил, занимающих разное положение в разрезе и относящихся к разным ти-

пам (табл. 1). Рассеянные элементы определялись в химически анализированных образцах биотита и, кроме того, в ряде образцов из жил рудников Плотина, Карельский и других месторождений, перечисленных в таблице 1.

В пегматитах Северной Карелии по характеру выделений и положению в жилах различается несколько разновидностей биотита, которые довольно хорошо отождествляются с генерациями, выделенными Г. Н. Бунтиным (1955), и с типами биотита, рассмотренными А. С. Никаноровым (1964):

1. Мелкокристаллический и чешуйчатый биотит, распространенный в зальбандах жил и вблизи или на месте перекристаллизованных ксенолитов.

Таблица 1

Свита	Месторождение	№ жилы	Тип пегматитовой жилы	Вмещающие породы
Чупинская	Малиновая Варака	11—39	Мусковито-микроклино-плагиоклазовый (с белым микроклином)	Переслаивание гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов
		152	Мусковито-плагиоклазовый	Кианито-гранато-биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы
		154	„	„
	Тэдино	164	„	Гранато-биотитовые и кианито-гранато-биотитовые гнейсы
		Большое Тэдино (апофиза)	Плагиоклазовый	Амфиболитизированный габбро-норит
Хетоламбинская	Хето-Ламбина	9	Микроклино - плагиоклазовый с красным микроклином (комплексная жила)	Эпидото-гранато-биотитовый гнейс
		9 а	Микроклино-плагиоклазовый (керамическая жила)	„
	Черная Салма	9	Микроклино-плагиоклазовый с красным микроклином (комплексная жила)	Амфиболитизированный габбро-норит
Керетская	Лисья Тропа	4	Плагиомикроклиновый (керамическая жила)	Розовые эпидотсодержащие биотитовые гнейсы
		6	Микроклиновый (керамическая жила)	„

2. Крупные лейсты (до 1,2 м в длину) и пластинчатые кристаллы (до 40—60 см в поперечнике), встречающиеся преимущественно в боковых и промежуточных зонах жил. В комплексных и слюдяных пегматитах такой биотит часто образует сростания с мусковитом кварц-мусковитового комплекса.

3. Листоватый и тонкопластинчатый биотит в осевых блоках кварца и центральных зонах блоковой и пегматоидной структур.

Биотит в пегматитовых жилах, приуроченных к гнейсам разных свит, также как и биотит гнейсов, довольно резко отличается по цвету. В высокоглиноземистых гнейсах и пегматитах чупинской свиты биотит в тонких пластинках просвечивает коричневым или красновато-коричневым и плеохроирует в коричневых и красновато-коричневых тонах. В гнейсах и пегматитах керетской и хетоламбинской свит биотит обычно просвечивает зеленым или коричневатозеленым и плеохроирует в зеленых и буровато-зеленых тонах. Окраска биотита, как известно (Дир и др. 1966), определяется соотношением в его составе титана, железа и магния. Титан обуславливает красноватый цвет, окисное железо — зеленый, а магний как бы сглаживает действие обоих хромофоров. В результате возникает сложная зависимость цвета от состава.

Полученные аналитические данные показали (табл. 2), что биотиты из пегматитовых жил Северной Карелии в целом имеют близкий химический состав. Все проанализированные образцы относятся к промежуточным членам ряда флогопит — аннит с соотношением Fe и Mg, близким к единице.

Особенности химизма биотита лучше выявляются при сопоставлении его кристаллохимических формул, которые были рассчитаны по данным анализов на основе 7 катионов групп Z и Y, то есть занимающих в структуре биотита октаэдрические и тетраэдрические позиции (Борнеман-Старынкевич, 1964). При таком способе пересчета цифры анализов хорошо укладываются в теоретическую формулу биотита. При этом обычно наблюдается небольшой дефицит щелочей. Коэффициент при группе X меняется в пределах 0,87—0,99. Кроме калия, биотит постоянно содержит натрий (0,20—0,36% Na_2O). В большинстве образцов присутствует кальций, количество которого редко бывает больше десятых долей процента. Повышенные содержания CaO , видимо, свойственны биотитам Хето-Ламбина и Черной Салмы.

Характерной чертой изучавшихся образцов является избыток алюминия, замещающего кремний в кислородных тетраэдрах, так что отношение $\text{Al}:\text{Si}$ обычно больше 1:3 (табл. 2). Состав тетраэдрических слоев в разных образцах почти постоянен. Небольшие изменения, по-видимому, являются случайными, так как не обнаруживают явной зависимости от типа пегматита и биотита.

Главные отличия биотитов разных месторождений связаны с изменением количественных соотношений элементов в октаэдрических позициях.

Октаэдрические слои в биотитах из жил Малиновой Вараки и Тэдина богаче алюминием, чем в биотитах из пегматитов Хето-Ламбина, Черной Салмы и особенно месторождения Лисья Тропа (табл. 2). В последних, наоборот, содержится больше окисного железа и марганца (рис. 1). Биотиты из жил Лисьей Тропы несколько обогащены также и закисным железом. Отношения $\text{Fe}^{2+}:\text{Mg}$ в них равны 1,25 и 1,65, тогда как в биотитах других месторождений лежат в пределах 0,87—1,19. Общая железистость биотитов имеет тенденцию к уменьше-

Результаты химических анализов биотита из пегматитов Северной Карелии

М-ние, № жилы, № анализа	Лисья Тропа		Хето- Ламбина	Черная Салма		Малиновая Варакка								Тэдино	
	4	6	9	9		11—39				152		154		Б Тэдино	104
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Окислы															
SiO ₂	35,03	34,90	35,88	35,74	35,85	35,61	35,03	34,96	35,44	34,55	35,21	33,97	36,03	35,00	35,93
TiO ₂	2,72	3,16	2,12	1,98	1,99	2,16	2,00	1,22	1,22	2,18	1,73	1,94	1,98	1,61	2,12
Al ₂ O ₃	16,32	14,76	17,40	18,64	17,95	18,67	20,65	20,54	20,51	20,01	20,17	20,70	19,83	19,86	19,49
Fe ₂ O ₃	4,18	5,96	3,90	3,91	3,45	3,59	3,23	3,45	2,92	3,64	3,02	3,51	3,05	3,89	3,08
FeO	19,56	19,40	17,91	16,61	17,43	16,16	16,61	17,11	17,89	17,92	16,74	17,46	16,58	15,89	16,02
MnO	0,62	0,56	0,45	0,43	0,61	0,37	0,39	0,58	0,40	0,36	0,25	0,30	0,34	0,36	0,42
MgO	8,73	8,59	9,08	9,80	8,26	8,85	9,33	8,93	8,93	8,45	9,78	9,14	9,18	10,28	9,59
CaO	0,06	0,06	0,10	0,36	1,43	0,44	0,02	не обн.	не обн.	0,02	0,08	0,26	0,04	0,02	сл.
Na ₂ O	0,20	0,25	0,28	0,25	0,36	0,32	0,31	0,33	0,30	0,31	0,29	0,36	0,21	0,30	0,21
K ₂ O	8,84	8,78	8,84	8,86	8,71	8,66	8,75	8,87	8,93	9,16	9,17	8,33	9,49	9,00	9,80
H ₂ O—	0,44	0,51	0,48	0,71	0,65	0,74	0,81	0,85	0,98	0,74	0,50	0,61	0,51	0,70	0,55
H ₂ O +	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	2,43	1,65	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
F	0,007	0,07	0,07	не опр.	не опр.	0,07	не опр.	0,14	0,007	не опр.	0,11	не опр.	0,20	следы	не опр.
п. п. п.	3,87	4,02	4,29	3,82	4,04	4,15	3,74	2,01	2,14	3,86	3,94	3,94	3,74	3,77	3,55
Сумма	100,13	100,51	100,32	100,40	100,08	100,05	100,06	100,57	100,33	100,46	100,42	99,91	100,67	99,98	100,21
—F ₂ =0		—0,03	—0,03			—0,03		—0,06			—0,05		—0,08		
Сумма		100,48	100,29			100,02		100,51			100,37		100,59		

Пересчет на кристаллохимическую формулу

К	0,88	0,88	0,87	0,87	0,87	0,86	0,85	0,82	0,87	0,91	0,90	0,81	0,93	0,90	0,96
---	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Na	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,041	0,06	0,03	0,04	0,03
Ca	0,005	0,005	0,01	0,04	0,12	0,04	0,002	—	—	0,002	0,005	0,02	0,004	0,002	—
Al	0,26	0,12	0,40	0,43	0,51	0,56	0,54	0,56	0,55	0,51	0,52	0,50	0,55	0,48	0,55
Fe ³⁺	0,25	0,36	0,22	0,22	0,20	0,21	0,18	0,20	0,17	0,21	0,18	0,20	0,18	0,22	0,18
Fe ²⁺	1,28	1,28	1,17	1,07	1,15	1,05	1,03	1,10	1,14	1,16	1,07	1,12	1,06	1,02	1,03
Mn	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	1,03	1,01	1,06	1,13	0,98	1,03	1,06	1,03	1,02	0,97	1,12	1,05	1,05	1,17	1,10
Ti	0,13	0,19	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,07	0,07	0,13	0,10	0,11	0,15	0,09	0,12
Al	1,25	1,25	1,20	1,25	1,16	1,15	1,32	1,30	1,29	1,32	1,30	1,38	1,24	1,31	1,22
Si	2,75	2,75	2,80	2,75	2,84	2,85	2,68	2,70	2,71	2,68	2,70	2,62	2,76	2,69	2,78
O	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10	10	10	10	10	10	10	10	10,00
F	—	0,02	0,02	—	—	0,02	—	0,03	—	—	0,03	—	0,05	—	1,25
OH	1,58	1,45	1,39	1,39	1,04	1,11	1,48	1,50	1,52	1,38	1,43	1,55	1,17	1,49	0,75
O	0,48	0,53	0,59	0,61	0,96	0,87	0,52	0,47	0,48	0,62	0,54	0,45	0,79	0,51	
$\frac{\Sigma \text{Fe}}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}$	60	62	57	54	58	55	54	56	56	58	53	56	54	51	52
$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Mg}}$	1,25	1,27	1,10	0,95	1,18	1,02	1,00	1,10	1,13	1,19	0,97	1,08	1,02	0,87	0,95

Примечание: № 1, 2, 4, 7 — лейстовидный биотит из зальбандов; № 3, 10, 11, 12, 13, 14, 15 — биотит из сростаний с кварц-мусковитовым комплексом в боковых частях жил; № 6 — биотит из ассимилированного ксенолита; № 5, 8, 9 — тонкопластинчатый биотит из блокового кварца.

Анализы № 1—7 и 10—15 выполнила А. И. Федосеева, № 8—9 В. А. Доильницына.

нию в такой последовательности: биотиты из жил Лисьей Тропы, Хето-Ламбина, Малиновой Вараки, Тэдино (табл. 2).

В пределах пегматитовых тел наиболее высокую общую железистость и величину отношения $Fe^{2+}:Mg$ (табл. 2, N 5, 8, 9) имеет пластинчатый и листоватый биотит из блокового кварца и центральных зон (3-я разновидность, рис. 2).

В мамских слюдоносных пегматитах, по данным В. М. Макагона и Б. М. Шмакина (1964), в зонах смешанного и микроклинового составов распространен также более железистый биотит, чем в плагиоклазовых зонах.

Возрастание железистости биотита от внешних к внутренним зонам пегматитовых тел, по-видимому, связано с концентрацией железа относительно магния к концу пегматитового процесса. Таким образом,



Рис. 1. Соотношение содержаний Fe_2O_3 и Al_2O_3 (в весовых %) в биотите из пегматитов и гнейсов:

1 — биотит из пегматитов; 2 — биотит из гнейсов в экзоконтактах жил; 3 — биотит из гнейсов, удаленных >10 м от жил. Квадрат — биотит керетской свиты; треугольник — хетоламбинской свиты; кружок — чупинской свиты. Цифры — номера анализов в таблице 2.

эта особенность химического состава биотита, наряду с минералогическими данными (Бунтин, 1955, и др.), свидетельствует о более позднем образовании листоватого и пластинчатого биотита из внутренних зон по сравнению с лейстовидными и изометричными кристаллами этого минерала из зальбандов. Одинаковый характер изменения состава биотита в жилах разных месторождений противоречит представлениям о его образовании под влиянием гидротермальных растворов, неоднократно поступавших в пегматиты извне (Никитин, 1952; Смирнова, 1964, и др.).

Главные особенности химического состава биотита особенно отчетливо выявляются на треугольной диаграмме, отражающей соотношение в нем Mg , Fe^{2+} и Al (рис. 2).

Составы биотитов из пегматитов образуют поле, вытянутое параллельно стороне треугольника $Al-Fe^{2+}$. В его пределах в направлении уменьшения содержания алюминия биотиты из жил чупинской свиты сменяются биотитами из жил хетоламбинской и дальше керетской свит.

Диаграмма (рис. 2) показывает также определенную связь между составами биотитов из пегматитов и из вмещающих пород. В кианито-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах Малиновой Вараки и Слюдовараки (Тэдино) биотит содержит больше алюминия (18,24—19,35% Al_2O_3), чем в эпидото-амфиболо-биотитовых гнейсах Хето-Ламбина (15,40—16,15% Al_2O_3). В экзоконтактах мусковит-содержащих жил биотит обогащается железом в закисной форме и по соотношению железа и магния приближается к биотиту пегматитов. В результате на диаграмме (рис. 2) обособляются поля, соответствующие биотитам из пегматитовых жил и гнейсов чупинской и хетоламбинской свит и поле биотитов из жил керетской свиты.

На графике (рис. 1), построенном в координатах: весовой% Fe_2O_3 — весовой% Al_2O_3 в биотите, выявляется в целом обратная зависимость между содержанием этих окислов и намечается прямая связь между количеством Fe_2O_3 в биотите пегматитов и вмещающих пород.

Хотя приведенные материалы и недостаточны для окончательных выводов, все-таки они довольно отчетливо указывают на существование как бы преобладания или родства между химическим составом биотита гнейсов беломорской серии и залегающих в них пегматитов.

Кроме главных петрогенных элементов, в биотите установлены редкие щелочи, скандий, галлий, ванадий, кобальт, никель, барий, медь, хром, цирконий, следы бериллия, а в единичных образцах молибден и свинец. Из этих элементов были определены количественно редкие щелочи методом фотометрии пламени; бериллий, скандий и ванадий — методом количественного спектрального анализа в центральной лаборатории прикладной геохимии Геолого-геохимического треста и никель также методом количественного спектрального анализа в лаборатории спектрального анализа Института геологии (г. Петрозаводск).

Согласно определениям редких щелочей в 19 образцах биотит в пегматитах Северной Карелии является главным минералом-концентратом лития, хотя он и имеет ничтожное содержание этого элемента: 0,028—0,060% Li. Содержание рубидия в изучавшемся биотите меняется от 0,034% до 0,083% лишь в образце из межбудинной жилы № 29 куста Лисья Тропа достигает 0,12%. Эта цифра, видимо, не является случайной, так как высокое содержание рубидия (до 0,81%) в биотите межбудинных жил нижней части разреза уже отмечалось в литературе (Шуркин и др., 1962). Относительно повышенные содержания цезия установлены также в биотите из существенно микроклиновых жил кустов Лисья Тропа и Черная Салма: 0,0036—0,004% Cs; в образце с содержанием 0,12% Rb обнаружено 0,054% Cs, в то время как в слюдяных жилах верхней части разреза содержание цезия в биотите обычно ниже чувствительности применявшегося метода, то есть меньше 0,0005% Cs_2O , а в жилах Хето-Ламбина не превышает 0,0019% Cs.

Среди калийсодержащих минералов, обычно концентрирующих рубидий, в пегматитах Северной Карелии биотит является большим концентратом рубидия, чем микроклин, в котором отношения $\frac{\text{Rb}}{\text{K}} \cdot 10^4$ равны 14—15, но по сравнению с мусковитом занимает промежуточное положение между двумя его разновидностями, то есть между мусковитом из кварц-мусковитового комплекса ($\frac{\text{Rb}}{\text{K}} \cdot 10^4$

равны 14—21) и клиновидным и таблитчатым мусковитом из контактов с блоковым кварцем ($\frac{Rb}{K} \cdot 10^4$ обычно равны 45—120). В биотите это отношение меняется от 23 до 46 и только в богатом рубидием кристалле из жилы № 29 Лисьей Тропы достигает 77.

В пределах пегматитовых тел редкие щелочи проявляют тенденцию к концентрации в наиболее железистом биотите из блокового кварца. Например, в жиле № 9 Черной Салмы в таком биотите установлено 0,045% Li, 0,083% Rb и 0,0044% Cs, в лейстовидном кристалле из боковой части жилы только 0,035% Li, 0,064% Rb, 0,0036% Cs.

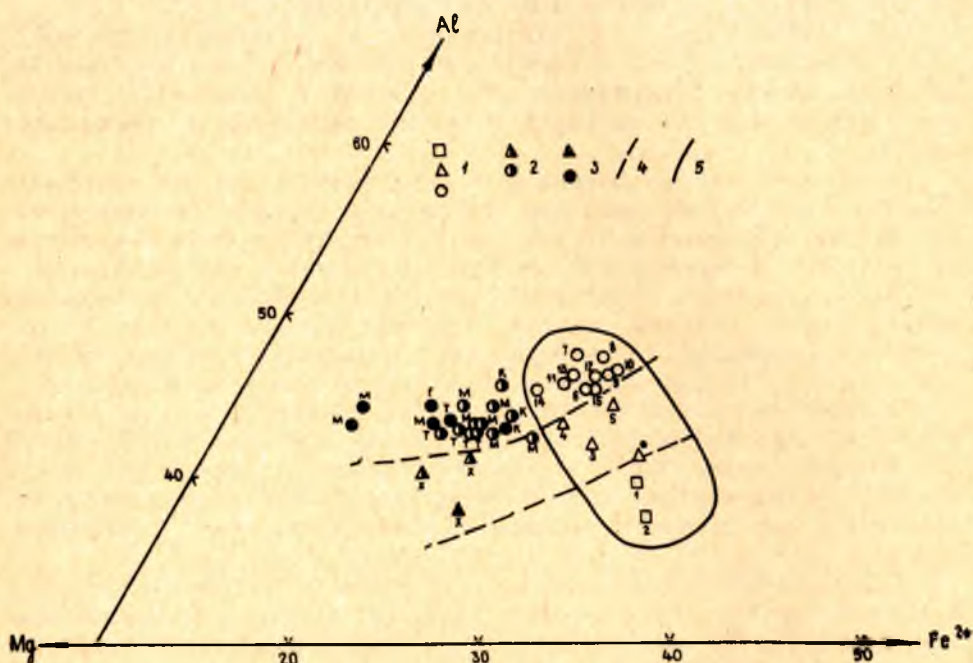


Рис. 2. Соотношение между содержанием Al, Mg и Fe^{2+} в биотите пегматитов и гнейсов:

М — Малиновая Варака; К — Карельский (Пертиварака); Т — Тэдино (Слюдоварака); Х — Хето-Ламбина. 1, 2, 3 — как на рисунке 1; 4 — границы полей биотитов из жил и гнейсов разных свит; 5 — граница поля биотита из пегматитов.

* — Анализ М. Е. Деминой из кн. К. А. Шуркина и др., 1962. Цифры — номера жил в таблице 2.

Такая же тенденция намечается и для бериллия, хотя он присутствует в биотите в очень небольших количествах — менее 0,0001—0,0002% в керамических и комплексных жилах и до 0,0004% в слюдяных.

Содержание скандия в биотите меняется в более широких пределах: менее 0,0005—0,0043%. При этом обогащен скандием (0,0022—0,0043% Sc) биотит из жил, залегающих в породах с высоким содержанием минералов-носителей этого элемента, то есть из межбуждинных жил и из жил, приуроченных к амфиболовым разностям гнейсов.

По сравнению с биотитом вмещающих пород биотит пегматитов беднее скандием абсолютно и относительно железа и магния, которые он изоморфно замещает (рис. 3). В пределах отдельных жил скандий, видимо, концентрируется в биотите из зальбандов. Так, в межбуждинной жиле № 29 Лисьей Тропы лейстовидный биотит содержит 0,0043% Sc,

а пластинчатый кристалл, обогащенный редкими щелочами, только 0,0004%.

Ванадий, по определению А. Е. Ферсмана (1960), в гранитных пегматитах принадлежит к числу случайных элементов, но в биотите он присутствует всегда в количествах (по определению в четырех образцах) 0,012—0,021%. Этот элемент интересен в том отношении, что он является как бы индикатором близкого присутствия пегматитов, так как его содержание в биотите гнейсов уменьшается по мере приближения к жилам и дальше в биотите пегматитов (рис. 4).

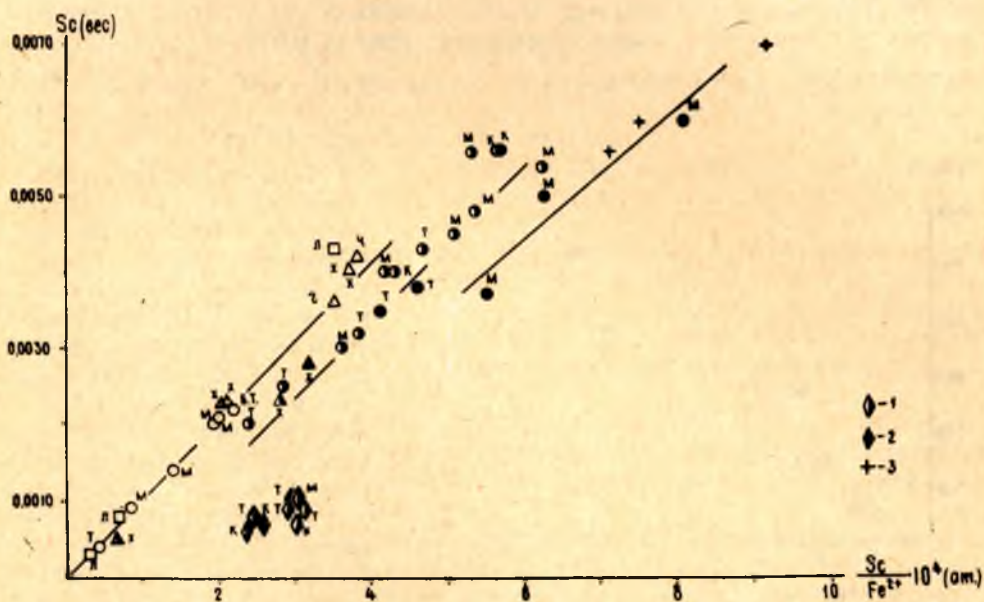


Рис. 3. Зависимость величины отношения $\frac{Sc}{Fe^{2+}} \cdot 10^4$ от содержания скандия в биотите:

1 — гнейсы из экзоконтактов жил; 2 — гнейсы, удаленные >10 м от жил; 3 — амфибол из эпидото-биотито-амфиболовых гнейсов Хето-Ламбина. 4 — биотит из жилы № 9 Черная Салма; X — биотит из жил Хето-Ламбина; Б. Т. — биотит из жилы Большое Тэдино; Л — биотит из жил куста Лисья Тропа; остальное, как на рисунке 1 и 2

Хотя никель — элемент также не свойственный гранитным пегматитам, геохимическая связь его с магнием и железом обуславливает постоянное рассеяние небольших количеств никеля в кристаллической решетке биотита.

В пегматитах Северной Карелии содержание никеля заметно меняется в морфологически различном биотите из разных ассоциаций и зон пегматитовых жил. В жиле № 11—39 Малиновой Вараки, где биотит развит особенно широко, максимальную для этой жилы концентрацию никеля ($0,030 \pm 0,002\%$ Ni) имеет лейстовидный биотит из боковых зон плагиоклазового и микроклин-плагиоклазового составов. Биотит из сростков с мусковитом в кварц-мусковитовом комплексе и мелкокристаллический биотит, часто связанный с перекристаллизованными ксенолитами, имеет более низкие содержания: $0,017 \pm 0,003\%$ Ni. Наиболее беден никелем ($0,0055 \pm 0,0019\%$ Ni) листоватый и тонкопластинчатый биотит из блокового кварца. Значимость различий средних содержаний в этих группах биотита подтверждается критериями математической статистики.

Одновременно с уменьшением абсолютных содержаний никеля концентрация его относительно магния и особенно железа также уменьшается. Отношения $\frac{Ni}{Fe} \cdot 10^4$ и $\frac{Ni}{Mg} \cdot 10^4$ в лейстовидном биотите равны и меняются от 21 до 25. В биотите с промежуточными содержаниями Ni эти отношения уменьшаются до 11 для железа и 12 для магния, а в бедном никелем биотите принимают значения соответственно 4,3—5,5 и 4,6—6,2.

В мусковито-плагноклазовых жилах биотит встречается в основном в приконтактных зонах, обычно в сростании с мусковитом. В жилах № 152, 154 Малиновой Вараки, № 164 Тэдино, № 34 Плотина в таком биотите установлены близкие содержания никеля 0,012—0,027% и концентрация его относительно железа и магния $\frac{Ni}{Fe} \cdot 10^4$ равны 7—16;

$$\frac{Ni}{Mg} \cdot 10^4 = 7—22).$$

В пегматитах Хето-Ламбина биотит беднее никелем, чем в жилах Малиновой Вараки, Тэдино, Плотины, но особенности его распределения, установленные на примере жилы № 11—39, прослеживаются и здесь. Листовидный биотит из кварцевых блоков имеет самое низкое содержание никеля: от едва уловимых следов до 0,005%. Биотит из сростков с мусковитом в кварц-мусковитовом комплексе содержит 0,007% Ni, а лейстовидный биотит из зальбанда — 0,01%. В межбужинной жиле № 9 Черной Салмы обогащенный редкими щелочами

наиболее железистый биотит содержит 0,0075—0,009% Ni, а лейстовидный биотит из зальбандов—0,018—0,028% Ni. Отношение $\frac{Ni}{Fe^{2+}} \cdot 10^4$ уменьшается от 13 в лейстовидном биотите до 6 в биотите из кварца, отношение $\frac{Ni}{Mg} \cdot 10^4$ в этих разновидностях соответственно равно 13 и 7.

Насколько можно судить по одному определению, в биотите из жил куста Лисья Тропа никель распространен меньше, чем в биотите из жил чупинской свиты. В лейстовидном кристалле здесь установлено только 0,005% Ni.

Приведенные материалы обнаруживают противоположные тенденции в распределении никеля и железа в биотите. Железо накапливается в биотите из центральных зон, в котором содержание никеля, наоборот, уменьшается. Это, видимо, связано с проявлением главной геохимической черты никеля—предпочтительной его концентрации в ранних генерациях железо-магниевых минералов, и свидетельствует о последова-

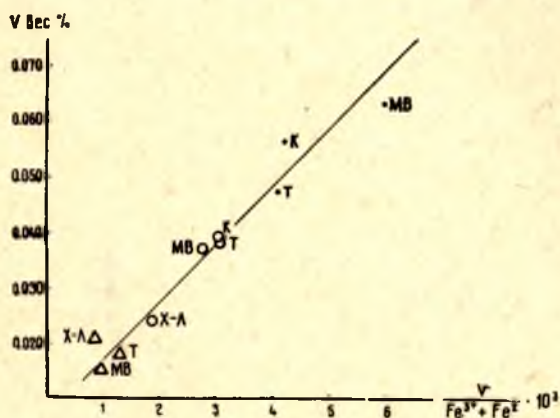


Рис. 4. Зависимость между содержанием V и величиной отношения $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}} \cdot 10^3$ в биотите гнейсов и пегматитов:

Точка — биотит из гнейсов вдали от жил; кружок — биотит из гнейсов экзоконтактов; треугольник — биотит из пегматитов. MB — Малиновая варака; K — Карельский; Т — Тэдино; X—Л — Хето-Ламбина

тельной кристаллизации биотита от контактов к центральным частям пегматитовых жил.

По сравнению с биотитом пегматитов биотит из гнейсов заметно богаче никелем абсолютно и относительно железа и магния. При этом, биотиту из высокоглиноземистых гнейсов чупинской свиты свойственны более высокие содержания ($0,020-0,050\%$ Ni) и концентрация никеля по отношению к железу и магнию ($\frac{\text{Ni}}{\text{Fe}^{2+}} \cdot 10^4 = 23-52$; $\frac{\text{Ni}}{\text{Mg}} \cdot 10^4 = 13,26$), чем биотиту из эпидото-биотито-амфиболовых гнейсов Хето-Ламбина ($0,018-0,028\%$ Ni; $\frac{\text{Ni}}{\text{Fe}^{2+}} \cdot 10^4 = 18-24$; $\frac{\text{Ni}}{\text{Mg}} \cdot 10^4 = 10-17$). Поскольку соответственные разности биотита в пегматитах Хето-Ламбина также беднее никелем, чем в пегматитах чупинской свиты, эти цифры, по-видимому, говорят о существовании прямой связи между содержанием никеля в пегматитах и вмещающих породах.

Таким образом, характер распределения элементов-примесей в биотите, как и главные особенности его химического состава, позволит сделать следующие выводы:

1. Химический состав биотита в пределах пегматитовых тел закономерно меняется. Направленность изменений сохраняется в биотите из жил разных типов и выражается в повышении железистости и обогащении редкими щелочами и бериллием при одновременном обеднении никелем и, видимо, скандием биотита из кварцевых блоков центральных зон пегматитовых тел.

Сам факт наличия закономерностей, очевидно, является отражением общих внутренних законов пегматитового процесса и не согласуется с идеей о перекристаллизации и метасоматическом развитии слюд в условиях открытой системы.

Концентрация в биотите из внутренних зон пегматитовых жил элементов, которые обычно накапливаются к концу пегматитового процесса, и уменьшение содержания элементов, обогащающих ранние кристаллические фазы (Гинзбург, 1960; Лебедев, 1957; Солодов, 1962, и др.) свидетельствует о последовательной кристаллизации биотита в жилах и о более позднем образовании листоватого и пластинчатого биотита из внутренних зон пегматитовых жил по сравнению с лейстовидным биотитом из зальбандов.

2. Между биотитом пегматитов и вмещающих их гнейсов намечается определенное сходство, проявляющееся в близости некоторых физических свойств (цвет), а также химического состава, что выражается в подобии соотношений главных и некоторых рассеянных элементов в биотите пегматитов и гнейсов.

Эта особенность хорошо согласуется с представлением о палингено-магматическом происхождении пегматитов (Шуркин, 1962), так как близость состава биотита пегматитов и гнейсов может быть связана с рождением пегматитообразующего расплава в процессе селективного плавления пород беломорской серии в условиях ультраметаморфизма.

Принципиальная возможность таких процессов подтверждена экспериментально (Platen, 1965).

ЛИТЕРАТУРА

Белянкина Е. Д., Э. Я. Гурьева, М. Д. Игнатова, В. П. Петров, К. И. Толстихина. Генезис и типизация промышленного мусковита. Тр. ИГЕМ, вып. 12, 1958.

Борисов П. А. Керамические пегматиты Карело-Финской ССР. Госиздат КФССР, Петрозаводск, 1948.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. «Наука», 1964.

Бунтин Г. Н. Материалы к изучению строения и состава одной из пегматитовых жил Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв. наук, № 9, 1955.

Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. В сб.: «Минералогия и генезис пегматитов». Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. советских геологов, пробл. 17, изд. АН СССР, 1960.

Григорьев Д. П. О взаимоотношениях биотитов и мусковитов в пегматитовых жилах. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отд. геологии, т. XVII (4—5), 1939.

Дир У. А., Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. Т. 3, «Мир», 1966.

Карский Б. Е., А. И. Толстой. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. Тр. ВНИИасбестцемент, 1959.

Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Пегматиты СССР, т. II, изд. АН СССР, М.—Л., 1939.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ, 1957.

Лебедев В. И. Минералогическое описание пегматитовой жилы Кривое озеро. Изд. ЛГУ, 1959.

Макагон В. М., Б. М. Шмакин. Распределение щелочей в биотитах мамских слюдоносных пегматитов. Геохимия, № 4, 1964.

Никаноров А. С. Взаимоотношение между биотитом и мусковитом в слюдоносных пегматитах. В сб.: «Слюда и пьезооптическое сырье». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 108, 1964.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, вып. 2, 1952.

Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, т. XXIX, вып. 2, 1953.

Смирнова В. С. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов. В сб.: «Слюда и пьезооптическое сырье». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 108. Л. 1964.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, 1962.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Избр. труды, т. IV, изд. АН СССР, 1960.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД, АН СССР, вып. 14, 1962.

Platen H. Experimental anatexis and genesis of migmatites. Incl. in Controls of metamorphism, edit. by W. S. Pitcher and G. W. Linn. Edinburg and London, 1965.

ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ РАЗВЕДКИ И ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ МУСКОВИТА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЭКСПЛУАТИРУЮЩИХСЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ

Проблема разведки глубоких горизонтов месторождений мусковита является сейчас, пожалуй, самой острой в кругу проблем, связанных с геологическим изучением и подготовкой к промышленному освоению полезных ископаемых Карелии. Ее острота вызвана тем, что верхние, приповерхностные горизонты главнейших слюдяных месторождений в Карелии полностью отработаны и, следовательно, дальнейшая добыча слюды может осуществляться только за счет отработки глубоких горизонтов этих месторождений, потому что другие месторождения не обладают разведанными запасами мусковита в количествах, достаточных для организации на них новых рудников. Переход к отработке глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений естественно вызывает необходимость предварительного проведения их разведки, что сопряжено с увеличением глубины буровых и подземных горных работ с 50—100 м до 300—500 м. Увеличение глубины разведки в свою очередь неизбежно сопровождается возрастанием объемов геологоразведочных работ, технических трудностей при их выполнении и времени на их производство. Оно также приводит к предельной концентрации техники и средств на разведке глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений и к свертыванию геологоразведочных работ на других месторождениях. В результате этого решение вопроса о перспективах организации новых слюдяных рудников и более широкого развития слюдодобывающей промышленности Карелии откладывается на неопределенно долгий срок.

В какой-то мере это может быть оправдано тем, что неэксплуатирующиеся месторождения, в силу особенностей их геологического строения, в большинстве случаев, по-видимому, обладают существенно меньшими потенциальными возможностями для прироста запасов по сравнению с глубокими горизонтами эксплуатирующихся месторождений. Таким образом, вопросы, связанные с разведкой глубоких горизонтов главных месторождений мусковита, приобретают еще большую остроту, поскольку в ближайшие годы непосредственно и только от ее результатов зависит дальнейшее существование, состояние и развитие слюдодобывающей промышленности Карелии.

Очевидно, что увеличение глубины геологоразведочных работ при неизменности методики разведки неизбежно вызовет снижение их эффек-

тивности, так как потребует увеличения объемов работ и денежных затрат в расчете на единицу прироста запасов. Об этом свидетельствуют как фактические данные о средней стоимости разведки 1-й тонны запасов мусковита, заметно увеличившейся по Северной экспедиции СЗТГУ в последние годы в связи с увеличением глубины разведки, так и предусматриваемое по той же причине пятилетним планом ее увеличение на 1966—70 гг.

Это обстоятельство не может не вызвать стремления критически рассмотреть основные принципы существующей методики разведки слюдяных месторождений (а также и подсчета запасов мусковита) и стремления выяснить, насколько эти принципы соответствуют современному состоянию наших знаний геологических особенностей карельских месторождений слюды. Иными словами, следует выяснить, насколько правомерно и целесообразно для разведки глубоких горизонтов этих месторождений применять и в дальнейшем ту же методику, которая применяется в настоящее время. При этом нужно иметь в виду, что ее основные принципы были определены уже много лет тому назад, когда преобладала разведка пегматитовых жил с поверхности, то есть когда разведка месторождений находилась на первом этапе своего осуществления, а геологические закономерности, характерные для них, по существу еще не были известны.

Это не значит, конечно, что методика разведки месторождений слюды не претерпела никаких изменений за более чем 30-летний период своего существования. Безусловно, она постепенно совершенствовалась и видоизменялась. Но эти изменения касались, главным образом, техники получения разведочных данных и не затрагивали двух принципиальных положений методики: а) допущения достоверности данных валового опробования какого-либо одного горизонта слюдоносной жилы для оценки среднего истинного содержания слюды по жильному телу в целом и б) ограничения использования принципа аналогии контурами разведываемой жилы.

В процессе своей эволюции методика разведки слюдяных месторождений Карелии претерпела изменения, которые в исторической последовательности привели к разработке следующих вариантов, существующих сейчас в практике геологоразведочных работ на слюду в Карелии.

1. Разведка вскрытых эрозией пегматитовых жил только с поверхности.

а) Контур жилы определяются только на поверхности эрозии посредством вскрытия жилы канавами, траншеями, расчистками и мелкими шурфами.

б) Пространственные контуры жилы не устанавливаются. Объем жильной массы рассчитывается распространением данных о длине жилы и о ее средней мощности на ту или другую гипотетическую глубину, в большинстве случаев равную $\frac{1}{4}$ длины жилы на поверхности.

в) Среднее содержание слюды определяется по валовым пробам, взятым из опробовательских канав, пройденных в приповерхностном, приблизительно метровом слое пегматита.

г) Запасы категорий C_1 и C_2 подсчитываются распространением среднего содержания слюды в приповерхностном слое пегматита на гипотетический объем жильной массы, высчитанный как указано в п. «б».

К категории C_1 запасы относятся при равномерном и достаточно густом расположении опробовательских канав (обычно через 15—20 м); к категории C_2 — при недостаточной густоте опробовательских канав или даже при единичных опробованных сечениях. Кроме того, запасы

категории C_2 могут быть подсчитаны в гипотетическом блоке, примыкающем снизу к блоку с запасами категории C_1 и равновеликом ему по объему жильной массы. В этом случае для него принимается такое же среднее содержание слюды, как и для блока с запасами категории C_1 .

2. Разведка вскрытых эрозией пегматитовых жил с поверхности и буровыми скважинами.

а) На поверхности эрозии контуры жилы определяются так же, как и в первом случае.

б) Пространственные контуры жилы определяются на основании данных буровых скважин, число которых варьирует в широких пределах, но обычно не превышает 8—10.

Объем жильной массы рассчитывается с учетом данных положительных (подсекших слюдоносный пегматит) буровых скважин в контуре, проведенном по крайним из них. В некоторых случаях, при частичном оконтуривании жилы на глубине буровыми скважинами, объем жильной массы рассчитывается в контурах, частью установленных бурением, а частью — гипотетических, но с учетом установленной скважинами глубины залегания жильного тела.

в) Среднее содержание слюды определяется так же, как и в первом случае, по валовым пробам, взятым из приповерхностного слоя пегматита.

г) Запасы категории C_1 подсчитываются распространением среднего содержания слюды в приповерхностном слое пегматита на объем жильной массы, рассчитанный, как указано выше, или на часть этого объема.

Последнее производится в тех случаях, когда глубина залегания жилы превышает установленную на поверхности длину ее или оказывается больше 100 м. По той части жилы, которая находится на больших, чем эти, глубинах, запасы относятся к категории C_2 .

К категории C_2 относятся также запасы слюды в контурах, установленных скважинами или частично установленных ими, в тех случаях, когда содержание слюды в приповерхностном слое определено по недостаточному числу опробованных сечений.

В последнее время при подсчете запасов категории C_2 принимаются во внимание данные буровых работ, не только относящиеся к мощности жильного тела, но и характеризующие ослуженение его на глубине. В этом случае содержание слюды, определенное по керну пегматита (Лунина, 1958, 1963) учитывается при расчете среднего содержания в подсчетном блоке. При подсчете же запасов категории C_1 содержания слюды, установленные по керну, в расчет среднего содержания не входят.

3. Разведка вскрытых эрозией бесслюдных (непромышленных) в приповерхностном слое пегматитовых жил буровыми скважинами и подземными горными выработками.

а) В ряде случаев оконтуривание и опробование некоторых жил с поверхности дает отрицательные результаты — слюда промышленных размеров в приповерхностном слое пегматита отсутствует или же ее содержание не достигает промышленного минимума. В то же время геологическая обстановка для положительного прогноза слюдоносности по таким жилам является благоприятной (Алексеев, 1955, 1966).

б) В таких случаях буровыми скважинами производится разбуривание жилы в одном-двух поперечных сечениях с целью выяснения, имеется ли в ней скрытое («слепое») промышленное ослуженение и на какой глубине оно находится. При положительных результатах этих, так

называемых ревизионных, скважин дополнительными скважинами, как и обычно, определяются пространственные контуры жилы.

в) Валовое опробование с целью определения среднего содержания слюды на горизонте промышленного ослюденения производится в подземных выработках (ортах и квершлагах — при мощности жилы более 1,5 м и штреках — при меньшей мощности, когда жила по мощности не выходит за пределы штрека). Подземные выработки проходятся из ствола разведочной шахты (шурфа), глубина которой определяется по результатам ревизионных буровых скважин и обычно соответствует глубине оптимального ослюденения или наименьшей глубине, на которой скважинами было установлено промышленное ослюденение. Как правило, глубина таких шахт невелика, и каждая из них проходится специально для разведки только одной жилы.

Таким образом, среднее содержание слюды определяется по валовым пробам, взятым на каком-то одном горизонте жилы.

г) Подсчет запасов категории C_1 производится в контурах блока, снизу ограниченного крайними точками подсечений скважинами слюдоносного пегматита, по простиранию жилы — крайними подземными выработками, установившими промышленное ослюденение, и сверху — обычно линией, проходящей посередине между горизонтом подземных выработок и эрозионной поверхностью. На объем жильной массы такого блока распространяется среднее содержание, установленное на горизонте подземных выработок.

4. Разведка «слепых», не вскрытых эрозией пегматитовых жил буровыми скважинами и подземными горными выработками.

а) Такие жилы выявляются буровыми скважинами, которые или специально проходятся с целью поисков, или случайно встречают новую, «слепую» жилу, при буровой разведке другой, вблизи расположенной жилы.

б) Пространственные контуры жильного тела устанавливаются буровыми скважинами, которые бурятся по профилям (поперечным сечениям), отстоящим друг от друга на расстояниях от 20 до 80 м, в зависимости от морфологических особенностей и размеров жил, характерных для того или иного месторождения. Густота расположения скважин на профиле определяется исходя из необходимости подсечений жилы по падению с интервалами от 10 до 60 м, также в зависимости от размеров жил, типичных для месторождения.

в) Среднее содержание слюды определяется по валовым пробам, отбираемым на горизонте подземных выработок, пройденных из ствола разведочной шахты, глубина которой определяется исходя из результатов буровой разведки жилы. Каждая такая шахта проходится обычно для разведки одной жилы. Глубина подземных выработок достигает, как правило, 40—60 м, а в отдельных случаях даже 80—100 м.

г) Объем жильной массы при подсчете запасов рассчитывается с учетом данных всех положительных буровых скважин и подземных горных выработок. Контур подсчетного блока проводится по крайним подсечениям скважинами слюдоносного пегматита и по крайним положительным пробам (сечениям) в подземных горных выработках.

Запасы категории C_1 подсчитываются распространением на весь объем жильной массы среднего содержания слюды, полученного по валовым пробам, взятым на горизонте подземных выработок. Содержания слюды в пегматите керна скважин при подсчете запасов категории C_1 в расчет среднего содержания не входят.

Запасы категории C_2 подсчитываются в тех случаях, когда подземные выработки по жиле не пройдены или пройдены частично, а опробо-

вание их проведено лишь по отдельным сечениям. В этих случаях запасы категории C_2 подсчитываются исходя из среднего содержания слюды как по всем керновым пробам, так и по тем валовым пробам, которые были взяты в подземных выработках.

5. Разведка глубокозалегающих «слепых» пегматитовых жил буровыми скважинами и подземными выработками, проходимыми из одного общего для группы жил, жильной зоны или шахтного поля ствола шахты.

Отличием этого случая от предыдущего является то, что в связи с большой глубиной залегания разведываемых жил, превышающей 80—100 м, разведка каждой из них осуществляется подземными выработками из одного общего ствола шахты, в то время как в предыдущем варианте шахтный ствол каждый раз проходится специально для разведки какой-либо одной жилы.

В тех случаях, когда имеется несколько жил, подлежащих разведке и расположенных сравнительно близко одна от другой, расчетом необходимых затрат времени и средств определяется, что выгоднее: пройти ли несколько стволов шахт, каждая из которых будет находиться в непосредственной близости от соответствующей жилы, или ограничиться одним шахтным стволом. В первом случае будет сведена к минимуму проходка квершлагов и полевых штреков, но зато потребуются в больших объемах проходка вертикальных выработок. Во втором, — наоборот, до минимума будет доведена проходка вертикальных выработок, но зато в увеличенных объемах потребуются проходка горизонтальных выработок для выхода на разведываемые жилы. С увеличением глубины разведки в практике все чаще встречается последний вариант.

Единственным отличием этого варианта от предыдущего является, таким образом, только объем и характер вспомогательных выработок — шахтных стволов и откаточных квершлагов и штреков. В остальном же, с точки зрения методики самой разведки жил, он ничем не отличается от предыдущего варианта. Так же буровыми скважинами определяются пространственные контуры каждой жилы и объем жильной массы в ней и так же по каждой жиле в отдельности производится на том или другом горизонте валовое опробование в подземных выработках. При этом опробование всех жил может производиться как на одном гипсометрическом горизонте, так и на различных, в зависимости от глубин залегания жильных тел и данных бурения о глубине их ослюденения. По каждой жиле в отдельности на каком-либо горизонте определяется по валовым пробам среднее содержание, которое распространяется на объем жильной массы соответствующей жилы, и подсчет запасов слюды, таким образом, производится также отдельно по каждой жиле.

Описанные 5 вариантов являются наиболее распространенными, типичными вариантами существующей методики разведки слюдяных месторождений Карелии. В приведенном описании опущены некоторые второстепенные моменты. По нашему мнению, они увеличили, но не сделали бы это описание более содержательным с точки зрения существа самой методики.

Представляется важным обратить внимание на то обстоятельство, что различия между вариантами существующей методики разведки слюдяных месторождений Карелии и подсчета запасов слюды по ним являются в большей мере следствием различия трудностей, которые необходимо преодолеть прежде, чем будет получена возможность произвести валовое опробование разведываемых жил, нежели следствием раз-

личия геологических особенностей разведываемых месторождений или различия в достоверности наших знаний этих особенностей. В самом деле, к чему сводятся те различия, от которых зависит выбор варианта разведки? Если жила эродирована, то для взятия проб нужно пройти канавы; если жила слепая, но залегает не очень глубоко, то для того, чтобы можно было ее опробовать, нужно пройти ствол шахты, небольшой квершлаг, штрек по жиле и орты; если несколько жил залегают глубоко, а расположены в пределах одного шахтного поля, то для получения возможности опробования каждой из них необходимо пройти один общий ствол шахты, несколько квершлагов или полевых штреков, штреки и орты по жилам. Эти варианты отличаются между собой только способами достижения жилы для ее валового опробования. Только в этом и заключаются их различия, обусловленные, если следовать логике, только различием глубин залегания разведываемых пегматитовых жил.

Необходимо рассмотреть также и те принципиальные положения, которые являются общими и обязательными для всех вариантов существующей методики разведки слюдяных месторождений и подсчета запасов мусковита, независимо от вариантов ее технического осуществления. Это нужно сделать для того, чтобы выяснить, не противоречат ли они современному состоянию наших знаний геологических особенностей эксплуатирующихся месторождений (как наиболее хорошо изученных и представляющих наибольший интерес) и закономерностям распределения мусковита как внутри пегматитовых жил, так и в тех геологических блоках, в качестве которых автором было предложено рассматривать жильные зоны в пределах определенной, литологически благоприятной части геологического разреза того или другого месторождения (Алексеев, 1966).

В этой связи обращают на себя внимание следующие принципиальные положения существующей методики:

1) при предварительной разведке среднее содержание мусковита, размерность и качество его определяются по валовым пробам, взятым на каком-либо одном горизонте разведываемой жилы, а при подсчете запасов категории C_1 и C_2 делается допущение, что это содержание, а также размерность и качество слюды являются средними для всего жильного тела;

2) все разведочные данные должны быть получены отдельно по каждому разведываемому жильному телу, а при подсчете запасов категории C_1 и даже категории C_2 данные о содержании, размерности и качестве мусковита, полученные при разведке какой-либо жилы, не могут быть распространены на другие жильные тела, даже если тем или иным способом будет доказана однотипность их внутреннего строения и идентичность окружающей геологической обстановки.

Эти положения возникли в тот период, когда разведка слюдяных месторождений только еще начиналась, а знание их геологических особенностей было основано на сравнительно небольшом числе изученных фактов. Геологические данные того времени, во-первых, относились только к жилам, вскрытым эрозией, а, во-вторых, были получены при разведке жил только с поверхности или при их отработке открытым способом, то есть при отработке приповерхностных горизонтов. Таким образом, закономерности ослюденения пегматитовых жил тогда не могли быть изучены полностью в трех измерениях, а факты, наблюдаемые в одной плоскости, но относящиеся к жилам, вскрытым эрозией на различных уровнях их вертикальных разрезов, свидетельствовали скорее об отсутствии закономерностей ослюденения, чем о наличии их, или, во всяком случае, говорили о чрезвычайной неодинаковости его

в разных жилах, то есть о резко выраженной геолого-промышленной индивидуальности каждой из них. Та картина, которая на самом деле отражала изменчивость ослюденения, существующую внутри каждой жилы, принималась за различную степень слюдоносности жил в целом.

Пегматитовые жилы, вскрытые эрозией на средних уровнях их вертикальных разрезов, при разведке давали хорошие результаты, которые при отработке подтверждались далеко не всегда, так как с глубиной содержание слюды в таких жилах уменьшается (вследствие вертикальной зональности ослюденения). Разведка жил, вскрытых эрозией в их корневых или апикальных частях, давала отрицательные результаты, так как эти части жил в общем характеризуются низкими содержаниями слюды или отсутствием ее. Естественно, что такие жилы не отрабатывались. В отношении жил, вскрытых эрозией в прикорневых частях, это было правильно, так как отработка таких жил всегда подтвердила бы отрицательные данные разведки и не могла бы дать фактов наличия слюды на глубине при отсутствии ее у поверхности. Но жилы, вскрытые эрозией в апикальных частях, также не отрабатывались. Поэтому долгое время не было известно фактов промышленного ослюденения на глубине тех жил, которые на поверхности являются бесслюдными или непромышленными по ослюденению. Но зато было известно большое число других случаев, когда жилы, богатые слюдой на поверхности, оказывались бесслюдными на глубине 15—25 м. Повторяющиеся при отработке жил факты уменьшения содержания слюды и даже отсутствия ее на глубине в сочетании с тем, что не было известно фактов, свидетельствующих о существовании в природе и обратной картины, давали основание весьма осторожно пользоваться при разведке и подсчете запасов правилом аналогии. Это нашло свое выражение в том, что глубина подсчета запасов ограничивалась формально установленными пределами даже в тех случаях, когда буровые скважины говорили о наличии на больших глубинах благоприятных текстурно-минералогических и прямых признаков богатого ослюденения. Это выразилось также и в том, что данные об ослюденении, полученные при разведке одних жил, не могли быть при подсчете запасов (за исключением прогнозных) распространены на другие жилы, даже при однотипности первых и вторых.

Таким образом, возникновение и строгое соблюдение двух приведенных выше принципиальных положений существующей до настоящего времени методики разведки и подсчета запасов мусковита было вполне оправдано рядом обстоятельств. Эти положения находили себе оправдание еще и в том, что средняя подтверждаемость при отработке разведанных запасов, то есть подтверждаемость суммарных запасов, разведанных на том или другом месторождении за ряд лет, была вполне удовлетворительной. Но разведка, отработка и изучение слюдяных месторождений Карелии за послевоенные 20 лет дали такое количество фактов, противоречащих этим положениям, что последние безусловно нуждаются в пересмотре.

Эти факты появились в результате разведки и изучения пегматитовых жил (в том числе и слепых) на различных их горизонтах (от апикальных до корневых), а также в результате полной отработки ряда жил. Поэтому они дают возможность судить об изменчивости ослюденения внутри жильных тел не только в горизонтальных направлениях, но и по вертикали, и дают возможность сопоставлять между собой ослюденение различных жил как геологических тел в целом (во всех трех измерениях), а не по случайным горизонтальным сечениям их. Кроме того, в результате детальных геологосъемочных и поисковых работ, систематически проводившихся на всех главнейших месторождениях

Карелии, были выявлены, во-первых, общие закономерности локализации пегматитовых жил, а во-вторых, особенности геологического строения, контролирующие их слюдоносность.

Слюдяные месторождения Карелии приурочены к комплексу метаморфических пород архея, известному под наименованием «беломорского комплекса». Эти породы распространены вдоль западных берегов Белого моря и к югу от Онежской губы его в виде полосы шириной от 40 до 80 км. В ее пределах выделяются два слюдоносных района: Чупино-Лоухский, начинающийся от границы КАССР с Мурманской областью и простирающийся на юг до широты северного берега Энгозера, и Кемско-Беломорский, занимающий остальную часть площади распространения пород Беломорского комплекса. Общая площадь Чупино-Лоухского слюдоносного района составляет около 7000 км², Кемско-Беломорского—18000 км². Наиболее хорошо изучен Чупино-Лоухский район. Самые богатые и в том числе эксплуатируемые месторождения находятся на его территории.

Основу геологического строения Чупино-Лоухского слюдоносного района составляют глубоко метаморфизованные породы, представленные разнообразными гнейсами, возникшими из первично осадочных и вулканогенных пород. Е. П. Чуйкина разделяет метаморфические породы, развитые в пределах района на 5 толщ или свит, залегающих в следующей стратиграфической последовательности (снизу — вверх):

- 1) западная, сложенная преимущественно лейкократовыми биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами;

- 2) котозерская, сложенная в основном амфиболсодержащими разностями гнейсов;

- 3) чупинская, в разрезе которой, наряду с горизонтами светло-серых биотитовых и амфиболсодержащих разностей гнейсов, широко развиты горизонты гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов, что является главным характерным отличием этой свиты от других;

- 4) хетоламбинская, сложенная амфиболсодержащими гнейсами, перемежающимися и переслаивающимися с амфиболитами и биотитовыми гнейсами;

- 5) керетская, представленная биотитовыми, эпидото-биотитовыми, микроклинсодержащими двуслюдяными гнейсами, амфиболитами и гранито-гнейсами.

Гнейсовые толщи имеют общее простирание на северо-северо-запад и сравнительно пологое (как правило) падение на восток-северо-восток. Е. П. Чуйкина и ряд других геологов полагают, что породы этих толщ имеют моноклинальное залегание, слагаая западное крыло синклинальной структуры первого порядка, ось которой проходит по Кандалакшскому заливу Белого моря. Более мелкие складки, осложняющие эту структуру, вытянуты в широтном и северо-восточном направлениях.

Существуют и другие схемы стратиграфического расчленения гнейсового комплекса Чупино-Лоухского слюдоносного района и другие представления о его структуре (Мишарев, Смирнова и др., 1960; Шуркин и др., 1962).

Несмотря на различное понимание вопросов стратиграфии и геологической структуры Чупино-Лоухского слюдоносного района, большинством исследователей признается наличие в разрезе Беломорского гнейсового комплекса продуктивных на слюду толщ или свит. Такими свитами являются чупинская (по схеме Е. П. Чуйкиной), к которой приурочены все месторождения высокосортного мусковита, и хетоламбинская, к которой приурочены комплексные месторождения керамического сырья и худшего по качеству мусковита.

Кроме общей приуроченности месторождений мусковита к определенной свите и приуроченности слюдоносных жил к определенным продуктивным горизонтам внутри свиты, что связывается с благоприятными литолого-петрографическими особенностями этих горизонтов (наличие высокоглиноземистых минералов кианита, граната-альмандина и др.), для локализации пегматитовых жил первостепенное значение имеют древние тектонические нарушения, следствием которых было возникновение и раскрытие полостей, явившихся вмещающими для пегматитовых жил. Автором указывалось (Алексеев, 1966), что только при сочетании благоприятной литологии вмещающих пород с благоприятными, вполне определенными для каждого месторождения направлениями разрядки тектонических напряжений, проявившихся в жилах определенных простираций, происходило формирование промышленных текстурно-минералогических типов пегматитовых жил (Гродницкий, 1968) и мусковитообразование в них.

Использование в практике геологоразведочных работ на слюду в Чупино-Лоухском районе литолого-стратиграфического и структурно-тектонического признаков в качестве поисковых оправдало себя положительными результатами при поисках слюдоносных жил и при разведке их.

Пегматитовые слюдоносные жилы, имеющие промышленное значение, характеризуются следующими признаками:

а) залегание в породах, преобладающей разностью которых являются средне- и крупнозернистые кианито-гранато-биотитовые плагиоклазовые гнейсы или перекрывающие их в разрезе гранато-биотитовые, биотитовые и двуслюдяные плагиоклазовые гнейсы;

б) локализация жил в зоны или пегматитоносные поля;

в) вполне определенное для каждого жильного поля (куста жил, иногда для месторождения в целом) простираение жил с отклонением от него в очень узком секторе ($10-15^\circ$). Для большинства месторождений характерно субмеридиональное простираение, но для некоторых месторождений (Тэдино, Вуатварака и др.) продуктивными являются и другие простираения слюдоносных жил, но также вполне определенные в отличие от бесслюдных, имеющих различные простираения;

г) зональное строение жил при плагиоклазовом составе пегматита пегматоидной и блоковой структур;

д) зональное и участково-зональное строение жил при микроклин-плагиоклазовом составе пегматита пегматоидной и блоковой структур.

Приведенные признаки имеют первостепенное значение для разработки методики разведки и подсчета запасов мусковита глубоких горизонтов месторождений. Нетрудно видеть, что все эти признаки могут быть выявлены при разведке не только подземными горными выработками, но и буровыми скважинами.

Не меньшее значение для решения принципиальных вопросов методики разведки имеют некоторые особенности распределения слюды в жилах, изменчивость ее содержаний внутри жил и изменчивость жильных содержаний в пределах одной жильной зоны.

Изучение изменчивости содержания слюды внутри жильных тел показало, что средние содержания, определенные для каждого разведочного сечения на каком-либо горизонте, меняются от долей до нескольких сотен килограммов забойного сырца на кубометр жильной массы. В таких же пределах имеют место колебания содержаний по секционным пробам, взятым в одной выработке, пройденной вкрест простираения жилы от одного ее контакта до другого.

Однако несмотря на сильную изменчивость содержаний по простиранию жилы и вкрест ее, сравнительно большое число проб, берущихся на разведываемом горизонте, позволяет объективно определять содержание слюды, среднее для данного горизонта. Но допущение современной методикой разведки и подсчета запасов (категории C_1) того, что это содержание (а также и размерность) слюды принимается в качестве среднего для всего жильного тела, противоречит данным, полученным при полной отработке жил или при разведке их на нескольких горизонтах. Эти данные говорят о сильной изменчивости содержания слюды от горизонта к горизонту, то есть по падению жилы. Так, например, по жиле № 4а одного из месторождений Северной Карелии содержание по разведочным сечениям на горизонте +50 колебалось от 23 до 87 кг/м³, составляя в среднем 46 кг/м³. На горизонте же +35 оно менялось от 123 до 249 кг/м³, составляя в среднем 186 кг/м³. Таким образом, среднее содержание по одному горизонту более чем в 4 раза отличается от среднего содержания по другому горизонту. По жиле № 154 того же месторождения содержание по разведочным сечениям на горизонте +15 колебалось от 5 до 35 кг/м³, а в среднем составляло 18 кг/м³. На горизонте —25 оно менялось от 25 до 286 кг/м³, составляя в среднем 157 кг/м³. По этой жиле среднее содержание на одном горизонте почти в 9 раз отличается от среднего содержания слюды на другом горизонте.

Такая же картина наблюдается на жилах 32, 27, 164 и 15 месторождения Тэдино, 87, 1—39, 3—39, 17—56 и 7 рудника Карельского, 128, 92, 17, 51, 33 и 34 других месторождений. Отработка этих жил дала 34% всей слюды, добытой в Карелии за все время эксплуатации слюдяных месторождений. Они, таким образом, не являются случайными исключениями, а характеризуют общую закономерность, заключающуюся в том, что внутри пегматитовых жил существует резко выраженная изменчивость ослюденения в вертикальном направлении.

Совершенно очевидно, что одно из основных принципиальных положений, укоренившееся в существующей методике разведки и подсчета запасов слюды (распространение среднего содержания, установленного на одном горизонте жилы, на весь объем жильной массы) находится в явном противоречии с этой закономерностью.

Вследствие изменчивости ослюденения по вертикали, различные горизонты одной и той же жилы характеризуются различными средними содержаниями и размерностью слюды. Поэтому, сравнивая ослюденение одной жилы с ослюденением другой, нельзя это сравнение производить по данным, относящимся к какому-то горизонту первой жилы и к какому-то горизонту второй жилы. Эти данные будут характеризовать ослюденение только соответствующих горизонтов первой и второй жил, но не жильных тел в целом. Такое сравнение можно производить или будучи убежденным, что сравниваемые горизонты обеих жил геологически сопоставимы между собой, или же сопоставляя целиком одну и другую жилы.

Данные эксплуатации полностью отработанных жил одного из месторождений Карелии позволили произвести такое сопоставление. При этом выяснилось, что ослюденение этих жил, образующих одну жильную зону, имеющих одинаковые (с незначительными отклонениями) элементы залегания и залегающих в породах, относящихся к одной и той же части литолого-стратиграфического разреза, в целом характеризуется меньшей изменчивостью, чем ослюденение внутри каждой из них. Это иллюстрируется приводимыми ниже таблицами 1 и 2. В них введен термин «истинное содержание», под которым понимается содер-

жание слюды, полученное на всю добытую жильную массу при полной отработке соответствующей жилы. Исходя из терминологии вариационной статистики (Молостов, 1965), истинное содержание по какой-либо жиле следует понимать как среднюю арифметическую генеральной совокупности содержаний слюды в этой жиле. Среднее значение истинного содержания по приведенным в таблице жилам (по жильной зоне) по терминологии вариационной статистики является средним арифметическим выборочной совокупности истинных содержаний.

Коэффициент изменчивости истинного содержания (коэффициент вариации) в пределах жильной зоны, как видно из таблицы 2, равняется 73,5%. Среднее же значение коэффициента вариации среднего погоризонтного содержания слюды внутри жил равно 144,8% при колебаниях его от 56 до 227%. Средняя абсолютная квадратическая погрешность определения среднего истинного содержания по жильной зоне равна 12 кг/м³.

В таблице 1 приведены фактические данные эксплуатации и разведки об истинных пожильных и средних погоризонтных содержаниях слюды (в кг/м³) в отработанных жилах одной из жильных зон северо-карельских м-ний.

Таблица 1

Погоризонтное содержание слюды, кг/м³

№ Ж И Л	Истинное содержание (данные отработки)	Средние погоризонтные содержания (данные разведки)	
		по относитель-но бедному горизонту	по относитель-но богатому горизонту
127	6	0	13
125	16	0	4
124	26	47	81
255	36	27	114
215	44	0	62
174	50	30	70
127а	58	46	186
277	88	18	157
275	120	24	148
Среднее арифметическое	49	21	93
Минимальное	6	0	4
Максимальное	120	47	186

Таблица 2 содержит в себе элементарный статистический анализ данных, приведенных в таблице 1. Вычисление коэффициентов изменчивости (коэффициентов вариации) произведено с учетом средних квадратических отклонений по общеизвестной формуле.

Приведенные данные не только подтверждают сделанный выше вывод о неправомерности распространения на всю жилу данных валового опробования, проведенного на одном горизонте. Они говорят о том,

Статистический анализ таблицы

№ жил	Отклонения истинного содержания по жиле от среднего истинного содержания по жилой зоне, кг/м	Отклонения среднего погоризонтного содержания от истинного содержания по жиле, кг/м ³		Коэффициент изменчивости среднего погоризонтного содержания внутри жилы, %
		по относительно бедному горизонту	по относительно богатому горизонту	
127	—43	— 6	+ 7	150
125	—33	—16	—12	125
124	—23	+21	+55	227
255	—13	— 9	+78	219
215	— 5	—44	+18	101
174	+ 1	—20	+20	56
127a	+ 9	—12	+128	222
277	+39	—70	+79	120
275	+71	—96	+28	83
Коэффициент изменчивости	73,5 %	—	—	144,8

что при подсчете запасов слюды глубоко залегающих слюдоносных жил определенного геологического блока было бы правильное распространение на жилы глубоких горизонтов этого блока среднее истинное содержание, полученное по отработанным жилам верхних горизонтов его. Простые расчеты показывают, что этим не только будет обеспечена столь же высокая, как и при существующей методике, подтверждаемость суммарных запасов по разведваемым жилам глубоких горизонтов, но и значительно лучшая, чем это имело место до настоящего времени, подтверждаемость запасов в среднем по каждой из них. Это неизбежно вытекает из количественного различия внутрижилыной изменчивости средних погоризонтных содержаний и изменчивости пожильных истинных содержаний в пределах одного геологического блока. Под такими блоками мы понимаем блоки, в которых сочетаются структурно-тектонические, литолого-стратиграфические и петрографические признаки, благоприятные для возникновения жильных полостей, формирования в них пегматита и процессов мусковитообразования. Эти блоки ограничиваются снизу подошвой литологически (или петрографически) благоприятной части разреза (горизонта, пласта, пачки пород), сверху — ее кровлей или поверхностностью эрозии и в пределах этих ограничений пространственно совпадают с контурами зон, в которых локализованы пегматитовые жилы продуктивных простираций (Алексеев, 1966). Как правило, каждый такой геологический блок не выходит за границы обычного для слюдяных рудников Карелии эксплуатационного шахтного поля.

Учитывая все, изложенное выше, очевидно, что каждый такой геологический блок в целом целесообразно рассматривать как самостоятельный единый объект разведки и последующей эксплуатации. Разведка его глубоких горизонтов должна проводиться с учетом присущих ему геологических закономерностей и особенностей, изученных по материалам разведки и отработки приповерхностного яруса жил. Это означает, что эти материалы, главным образом относящиеся к ослюденению жил (содержание, размерность и качество слюды), при разведке глубоких

горизонтов должны использоваться как разведочные данные, экстраполируемые на глубоко залегающие жилы так же, как при существующей методике данные опробования какого-либо горизонта жилы экстраполируются на остальную часть ее. Это означает более широкое, чем это допускается существующей методикой, приложение принципа аналогии к разведке глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений Карелии, базирующихся на значительно лучшей их изученности, то есть приложение его для разведки жилоносных блоков, а не отдельных жил. Фактический материал как приведенный в настоящей статье, так и не могущий быть в ней помещенным из-за ограниченности места, говорит о правомерности такого решения вопроса о методике разведки глубоких горизонтов эксплуатирующихся слюдяных месторождений Карелии. Это решение позволяет на стадии предварительной разведки глубоких горизонтов, конечной целью которой является определение количества запасов категории C_1 и C_2 , отказаться от валового опробования, а следовательно и от проходки на этой стадии разведки глубоких шахт и подземных горных выработок. Обусловленная существующей методикой необходимость производства именно этих работ является причиной той остроты проблемы разведки глубоких горизонтов месторождений слюды в Карелии, о которой говорилось вначале.

Основные положения методики разведки и подсчета запасов мусковита глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений, которая может быть предложена исходя из приведенных выше соображений, заключается в следующем:

1. Для всего объема слюдоносного пегматита глубокозалегающих жил разведываемого блока-зоны при подсчете запасов принимается среднее истинное содержание, полученное как средневзвешенное на объеме жильной массы отработанных жил верхних горизонтов. Определение среднего содержания по керну буровых скважин может рассматриваться как контрольный метод.

2. Суммарный объем слюдоносного пегматита в разведываемом блоке-зоне определяется как сумма объемов пегматита всех выявленных в нем буровыми скважинами слюдоносных жил.

3. Заключение о промышленной слюдоносности встреченных буровыми скважинами пегматитовых жил делается на основании наличия в кернах благоприятных текстурно-минералогических разностей пегматита или качественных пластин слюды.

4. Объемы слюдоносного пегматита по отдельным жильным телам и пространственное положение последних определяются на основании данных буровой разведки блока-зоны, то есть данных о подсечениях слюдоносного пегматита буровыми скважинами. Интерполяция и экстраполяция этих данных для отстройки предполагаемых контуров жильных тел осуществляется с обязательным учетом закономерностей залегания слюдоносных жил данного блока и наиболее вероятных (средних) их размеров.

5. Буровая разведка блока-зоны по своему характеру и задачам является предварительной и имеет целью определение количества запасов категорий C_1 и C_2 . Она осуществляется в два этапа.

На первом этапе разведки бурение скважин вначале проводится по редкой сети и имеет целью пространственное оконтуривание блока-зоны слюдоносных жил, то есть получение данных о глубине распространения литологически благоприятных (продуктивных) пород, о глубине и протяженности зоны слюдоносных пегматитовых жил и ее мощности. В результате определения границ блока и всего его объема определяются прогнозные запасы мусковита. При этом принимается коэффи-

циент слюдоносности, вычисленный по данным отработки (или детальной разведки) жил верхней части блока.

Затем производится бурение скважин в пределах установленных контуров блока-зоны по более густой сетке, обеспечивающей подсечение наиболее крупных жил, уточняющих закономерности в распространении слюдоносных жил внутри блока-зоны и выявляющих особенности ослюденения жил в различных его частях.

После этого сетка буровых скважин доводится до предельной густоты, обеспечивающей подсечение всех слюдоносных жил, представляющих по своим размерам практический интерес. Однако бурение скважин производится с обязательным учетом уже полученных геологических данных и сосредоточивается на участках концентрации жил, установленных ранее пробуренными скважинами.

Таким образом, на первом этапе предварительной разведки бурение скважин осуществляется с последовательным сгущением разведочной сетки, сопряженным с уменьшением площадей разбуриваемых участков.

Для большинства месторождений Северной Карелии может быть рекомендована такая последовательность сгущения разведочной сетки:

$$160 \times 80 \rightarrow 160 \times 40 \rightarrow 80 \times 40.$$

По встреченным скважинами жилам предположительно определяется суммарный объем пегматита и подсчитываются запасы слюды в блоке-зоне по категории C_2 .

Работы второго этапа предварительной разведки заключаются в разбурировании каждой слюдоносной жилы, как минимум, в одном поперечном сечении с интервалами подсечения ее через 15—20 м по падению и восстанию. Если разбуривание жилы в одном сечении не дает достаточных данных для однозначного решения вопроса о текстурно-минералогическом типе ее, то такая жила разбуривается еще в 1—2 сечениях. То же самое делается в случае разведки крупных жильных тел, подсекавшихся на двух или нескольких профилях скважин первого этапа.

По жилам, разведанным скважинами второго этапа, производится подсчет суммарных запасов категории C_1 и с учетом всех данных бурения и особенностей элементов залегания, средних размеров и морфологии жил, типичных для разведуемого блока-зоны производится отстройка их пространственных контуров.

Предлагаемый метод разведки глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений мусковита, получивший условное наименование «зонно-блокового» метода, основывается на том, что установленной геологической особенностью этих месторождений является более отчетливо выраженная аналогия ослюденения жил в пределах одного блока-зоны, нежели аналогия ослюденения горизонтов в контурах одной жилы. Он учитывает и другие конкретные геологические особенности разведуемых блоков-зон, не только сказывающиеся на слюдоносности залегающих в них пегматитовых жил, но и определяющие в известных границах количественное выражение ее. Поэтому нам представляется, что «зонно-блоковый» метод в приложении к предварительной разведке и подсчету запасов (категории C_1 и C_2) мусковита глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений Карелии более соответствует духу требований ГКЗ (Борзунов, 1965; ГКЗ, 1962; Родионов, 1952, 1959, 1962), чем существующая методика.

Расчеты показывают, что предлагаемая методика позволит разведывать глубокие горизонты слюдяных месторождений в 2 раза дешевле

ле по стоимости и в 1,5 раза быстрее по времени по сравнению с существующей методикой при одинаковой достоверности подсчитываемых суммарных по блоку запасов категорий C_1 и C_2 .

Предлагаемая методика не касается вопроса о поисках новых пегматитоносных зон, так как она рассматривает вопросы предварительной разведки глубоких горизонтов конкретных эксплуатирующихся, а следовательно уже известных жильных зон, кустов, участков, месторождений. Поэтому здесь ничего не говорилось и о поисковых признаках таких зон.

Точно также предлагаемая методика не касается вопросов детальной и эксплуатационной разведки и подсчета запасов категории В. Эти вопросы не являются острыми в практике работы геологической службы слюдяных рудников и не представляют собой такой проблемы, в какую превратилась предварительная разведка глубоких горизонтов слюдяных месторождений и достаточно достоверный подсчет для них запасов категорий C_1 и C_2 без проведения глубоких подземных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Б. Я. К вопросу о разведке на глубину неслюдоносных с поверхности пегматитовых жил Северной Карелии. БТИ «Ленгеолнерудтреста», 1955.

Алексеев Б. Я. Геологические предпосылки развития геологоразведочных работ на слюду-мусковит в Карелии и пути повышения их эффективности. Сб.: «Вопр. геол. и закон. разм. пол. иск. Карелии», Петрозаводск, 1966.

Борзунов В. М. Геолого-промышленная оценка месторождений нерудного минерального сырья. «Недра», 1965.

ГКЗ. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям слюды. Госгеолтехиздат, 1962.

Гродницкий Л. Л. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии. Тр. Ин-та геол. (г. Петрозаводск), вып. 8, 1968.

Лунина О. П. Временная инструкция на опробование слюдоносных пегматитов по керну буровых колонковых скважин. ЛКТМЭ «Союзмаркштреста», Л., 1958.

Лунина О. П. О новом методе опробования слюдоносных пегматитов. «Разведка и охрана недр», № 2, 1963.

Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 31, 1960.

Молостов А. С. Элементы вариационной статистики. Киев, 1965.

Родионов Г. Г. Основные положения подсчета запасов слюдяных месторождений. Сб.: «Материалы по геологии слюдяных месторождений «Гипронислюда». Промстройиздат, вып. 1, 1952.

Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. Тр. ВИМС, вып. 4 (новая серия), Госгеолтехиздат, 1959.

Родионов Г. Г. Пути улучшения методики разведки месторождений слюды (тезисы докл.). Материалы по методике разведки полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1962.

Шуркин К. А., Н. В. Горлов, В. Л. Дук, М. Е. Салье и Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 14, 1962.

О КОРРЕЛЯЦИОННОЙ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЕМ ЗАБОЙНОГО СЫРЦА-МУСКОВИТА И БАЛАНСОВЫМ ПОКАЗАТЕЛЕМ

Известно, что при разведке слюдяных месторождений для определения кондиционности слюды и отнесения ее запасов к балансовым или забалансовым, должны быть получены данные не только о содержании и распределении в разведываемой пегматитовой жиле забойного сырца, выражаемого в $кг/м^3$, но и так называемого балансового (иногда говорят «качественного») показателя, который выражается в $кг \cdot см^2/м^3$ (ГКЗ, 1962).

Для определения содержания забойного сырца из пробы выбирается вся слюда с размерами кристаллов (в плоскости спайности) от $4 см^2$ и больше, взвешивается и полученный в килограммах вес делится на объем пегматита в пробе (в плотной массе), выраженный в кубических метрах.

Определение балансового показателя несколько сложнее и требует обработки полученного из пробы забойного сырца до колотой слюды, сортировки последней по номерам, взвешивания колотой слюды каждого номера в отдельности и производства вычислительных действий, вытекающих из формулы:

$$Бп = \frac{53 \cdot B_1 - 4 + 30 \cdot B_5 + 15 \cdot B_6 + 8 \cdot B_7 + 5 \cdot B_8}{Об}$$

где Бп — балансовый показатель, $кг \cdot см^2/м^3$;

B_{1-4} — суммарный вес колотой слюды № 1—4, кг;

B_5 — вес колотой слюды № 5, кг;

B_6 — вес колотой слюды № 6, кг;

B_7 — вес колотой слюды № 7, кг;

B_8 — вес колотой слюды № 8, кг;

Об — объем пегматита в пробе, плотная масса в $м^3$.

Каждому из номеров колотой слюды соответствуют предельные и средние размеры бездефектной (с определенными допусками) площади слюдяных пластинок прямоугольного сечения (с соотношением сторон прямоугольника от 1:1 до 1:3). Коэффициенты 53, 30, 15, 8 и 5 в приведенной формуле означают средние площади пластинок колотой слюды соответственно № 1—4, № 5, № 6, № 7, № 8.

В тех случаях, когда слюдоносная пегматитовая жила разведывается подземными горными выработками, что дает возможность отбора валовых проб, определение балансового показателя указанным способом, хотя и является довольно трудоемкой частью опробования, но тем

не менее принципиальных возражений не встречает, так как получаемые при этом данные достаточно представительны. Представительность их гарантируется валовым способом опробования, большими объемами проб и количествами обрабатываемой слюды.

Однако возможность отбора валовых проб, особенно на начальных стадиях разведки, существует далеко не всегда. В последнее время в связи с возросшей и продолжающей возрастать глубиной разведки слюдяных месторождений данные об ослюдении разведываемых пегматитовых жил становится возможным получать только путем изучения и опробования пегматитового керна буровых скважин. Методы количественной оценки ослюдения пегматитовых жил, то есть определения содержания забойного сырца и балансового показателя по керну буровых скважин, подробно описаны О. П. Луниной (1958 и 1963) и другими и используются в практике геологоразведочных работ уже в течение ряда лет.

Опыт применения этих методов показал, что при достаточно большом числе (не меньше 6) подсечений пегматита буровыми скважинами на каком-либо одном горизонте они дают возможность получать сравнительно достоверные данные о среднем содержании забойного сырца для этого горизонта разведываемой жилы (Судиславлев, 1962). Но данные о балансовом показателе, получаемые при этом, не являются достоверными и значительно отличаются от данных валового опробования. Это вызвано, видимо, недостаточной представительностью керновых проб для объективного определения номерного состава колотой слюды в жиле. Благодаря этому значительно сужаются возможности применения колонкового бурения для количественной оценки ослюдения при разведке слюдяных месторождений. Они сводятся к возможности использования его только для определения содержания забойного сырца в жильной массе.

В то же время визуально наблюдающиеся при разведке и обработке жил факты приуроченности крупных кристаллов мусковита к блокам с наиболее богатым содержанием забойного сырца позволяют предполагать возможность существования определенной зависимости между содержанием забойного сырца и балансовым показателем. Для проверки этого предположения нами была предпринята попытка найти математическое выражение такой зависимости и определить характер корреляционной связи между этими двумя показателями ослюдения, один из которых в какой-то мере выражает количество «вещества» слюды, находящегося в пегматите, а другой — усредненную величину площади кристаллов слюды (в плоскости спайности).

Автором этой статьи были сопоставлены и подвергнуты элементарной математической обработке данные о содержании забойного сырца и о балансовом показателе, полученные по 156 пробам, отобранным при разведке одной из крупнейших как по количеству запасов, так и по размерам жил Северной Карелии (см. табл.) С целью сокращения текста при дальнейшем изложении вместо выражения «содержание забойного сырца» везде будет употребляться буква С и вместо выражения «балансовый показатель» — Бп.

Как видно из приведенных данных, изменчивость Бп характеризуется несколько большими величинами, чем изменчивость С. Это выражается и в большей разнице между его максимальными и минимальными значениями, и в больших по сравнению с С средним квадратическим отклонением и коэффициенте вариации.

Кривые распределения абсолютных значений С и Бп носят одинаково асимметричный гиперболоподобный характер. Такое распреде-

Изменчивость С и Бп

	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее арифметическое	Среднее квадратическое отклонение	Коэффициент вариации, %
С, кг/м ³	0,4	292,8	38,6	57,4	148,7
Бп, $\frac{\text{кг} \cdot \text{см}^2}{\text{м}^3}$	0,02	1130,4	82,1	160,7	195,7

ление В. В. Богацким (1963) предложено называть «распределением Болдырева».

Статистическая обработка логарифмов С и Бп показала, что исследуемая выборка согласуется с логнормальным законом распределения. Обработка была проведена в соответствии с рекомендациями

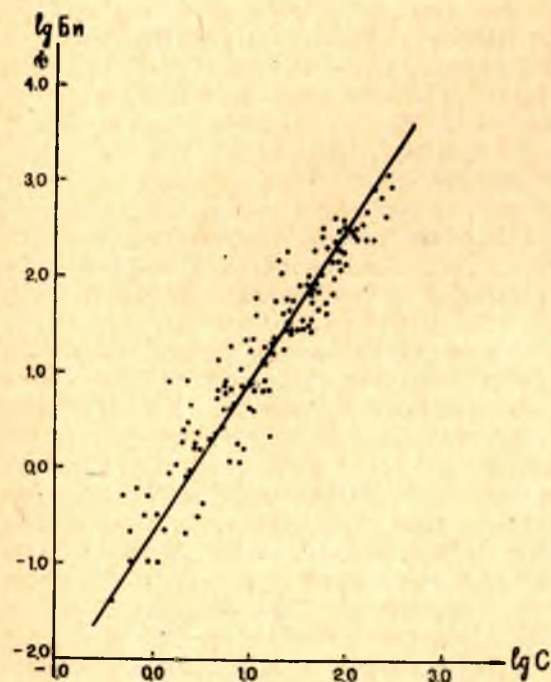


График зависимости балансового показателя от содержания забойного сырца

А. А. Беуса, С. В. Григоряна и др. (1965). Полученные при этом показатели асимметрии для $\lg C$ и $\lg \text{Бп}$ соответственно равны 0,6 и 1,9, а показатели эксцесса — 2,1 и 1,8, что дает право на изучение корреляционной связи между С и Бп.

С этой целью аналитическим путем по известной формуле (Молостов, 1965) был найден коэффициент корреляции, равный 0,895, свидетельствующий о высокой степени прямой зависимости Бп от С. Кроме того, был построен график этой зависимости (см. рис), на котором в логарифмическом масштабе наносились по оси абсцисс значения С, а по оси ординат — значения Бп соответствующих проб. На этом графике совершенно ясно видно закономерное расположение нанесенных точек в виде сравнительно

узкой полосы, ось которой является прямой линией, в общем виде выражающейся уравнением:

$$y = ax + b, \quad (1)$$

где a — тангенс угла между этой прямой и осью абсцисс;

b — начальная ордината y при x , равном нулю.

В рассматриваемом нами случае, соответственно этой общей формуле, зависимость между С и Бп имеет следующее выражение:

$$\lg \text{Бп} = 1,6 \lg C - 0,770. \quad (2)$$

В принципе это значит, что, определив тем или иным способом, в том числе и по керну буровых скважин, содержание забойного сырца, мы можем с достаточной степенью достоверности (о чем говорит близкое к единице значение коэффициента корреляции) аналитически определить и балансовый показатель.

Есть основания предполагать, что для различных типов пегматитовых жил коэффициенты a и b формулы (1) будут различны, однако этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении. Можно также предполагать о наличии корреляционной связи между содержанием забойного сырца в жиле и содержаниями в ней промышленного сырца как суммарного, так и по отдельным размерам.

Изучение этих вопросов будет способствовать разработке рациональной методики разведки и подсчета запасов месторождений мусковита, основанной на количественной оценке связей между геологическими явлениями. Особенно большое значение это будет иметь для разработки методики разведки глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений. Для таких месторождений это, с одной стороны, является наиболее актуальным, а с другой, — наиболее возможным, учитывая представительность статистических и геологических данных, накопленных за десятилетия эксплуатации и разведки.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., С. В. Григорян, М. Т. Ойзерман, П. Г. Чолакян, А. А. Стояновский. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. «Недра», 1965.

Богацкий В. В. Математический анализ разведочной сети. Гостеолтехиздат, 1963.

ГКЗ. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям слюды. Гостеолтехиздат, 1962.

Лунина О. П. Временная инструкция по опробованию слюдоносных пегматитов по керну буровых колонковых скважин. ЛКТМЭ «Союзмаркштреста». Л., 1958.

Лунина О. П. О новом методе опробования слюдоносных пегматитов. «Разведка и охрана недр», № 2, 1963.

Молостов А. С. Элементы вариационной статистики. Киев, 1965.

Судиславлев К. К. Отчет по теме «Опытно-методические исследования по применению скважин колонкового бурения для опробования слюдоносных пегматитов КАССР и Мурманской области». Фонды СЗТУ, 1962.

К ДИАГНОСТИКЕ РУДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МУСКОВИТЕ

Мусковит в слюдоносных пегматитах нередко содержит тончайшие «послойные» включения рудных минералов, которые значительно снижают его промышленную ценность, а при обильном развитии делают непригодным для использования в качестве электроизоляционного материала.

Диагностика таких включений связана с известными трудностями, так как применение обычных минераграфических методов ограничено из-за небольшой величины включений и невозможности вследствие этого их выделения из мусковита. Видимо, по этой причине в практике слюдоперерабатывающих предприятий такого рода включения принято относить к группе токопроводящих без дальнейшего уточнения их состава. Между тем разные сульфиды и окислы железа имеют неодинаковую электропроводность («Минералы», 1960), так что развитие их в виде включений должно приводить к различному изменению электроизоляционных качеств мусковита.

В минералогической литературе единого мнения о минеральной природе рудных включений в мусковите нет, хотя их особенности и возможные способы образования рассматриваются в целом ряде работ (Гурьева, 1959; Карский, Луговской, 1956; Карский, Толстой, 1959; Лабунцов, 1939; Лашев, 1948; Лебедев, 1959; Никитин, 1953, и др.). Сопоставление приведенных в них описаний и фотографий позволяет выделить два резко различных типа рудных включений, приуроченных к плоскостям совершенной спайности мусковита из разных месторождений мира (рис. 1).

Характерные особенности этих типов еще в 1937 году были суммированы Фронделем и Ашби (Fron del, Ashby, 1937) в таблице, данные которой приводятся ниже (табл. 1).

По свидетельству Фронделя и Ашби, включения второго типа, более распространенные в мусковите зарубежных месторождений, одни авторы (Дж. Д. Дэна, Г. Браш) определяют как магнетит, другие (Ро-зе) — как гематит. Однако резкое различие свойств включений обоих типов, как справедливо отмечают Фрондель и Ашби, исключает их принадлежность к одному минеральному виду. Поэтому названные авторы включения первого типа на основании цвета (в проходящем свете), габитуса и характера трещиноватости считают магнетитом, а включения второго типа по этим же признакам — гематитом. К сожалению, сведения о магнитности, наиболее важном для диагностики магнетита свойстве, и о цвете включений в отраженном свете при этом не приводятся.

У большинства советских геологов, занимавшихся изучением мусковита, принадлежность включений первого типа к магнетиту также не вызывает сомнений (Гурьева, 1959; Карский, Луговской, 1956 и др.). Как доказательство иногда отмечается магнитность таких включений, однако указывается, что они имеют не свойственный магнетиту кремовый цвет в проходящем свете, что принято объяснять влиянием перекрывающих «слоев» мусковита (Карский, Луговской, 1956).

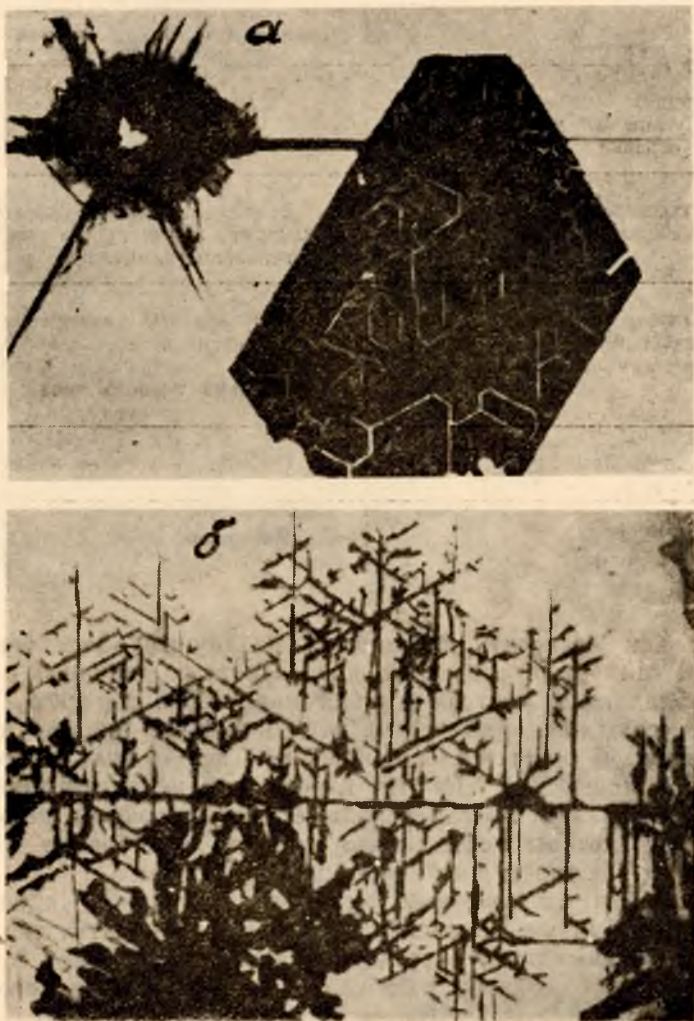


Рис. 1. Включения, представленные согласно определению Фронделя и Ашби магнетитом (а) и гематитом (б) (Frondel, Ashby, 1937)

Типичные включения второго типа, наряду с ассоциирующими с ними дендритами коричневатого-бурого, красновато-бурого, ярко-красного и оранжевого цветов, одни отождествляют с гематитом и гидрогематитом (Гурьева, 1959), другие (Карский, Толстой, 1956) считают гематитом только ярко-красные и оранжево-красные дендриты, включения же просвечивающие коричневым, как и включения первого типа,

Таблица 1

Типы рудных включений

I тип	II тип
Цвет в проходящем свете лавандово-серый или чисто-серый. Непрозрачные кристаллы блестящие, железно-черные	Цвет в проходящем свете коричневый или дымчато-коричневый. Непрозрачные включения тусклые, коричневато-черные, красновато-коричневые или темно-коричневые
Развиты трещины отдельности, проходящие под углом 60° и обычно перпендикулярно границе	Трещины отдельности не развиты
Включения гексагонального габитуса, иногда пластинчатые и игольчатые	Включения сильно разветвленные дендриты и решетчатые вроски гексагональной симметрии
Обычны непрозрачные включения. Наиболее толстые (0,01—0,1 мм) прорывают спайность мусковита	Непрозрачные включения редки. Толщина их не превышает 0,006 мм. Степень прозрачности больше, чем включений первого типа
Характерен послойный рост	Послойный рост не наблюдается
Изотропны	Изотропны

определяют как магнетит, объясняя их различный облик следующим образом: «В отличие от магнетита в мусковите из типичных слюдоносных жил, обладающего в тонких пластинках серой окраской, магнетит в мусковите слюдяно-керамических жил имеет на просвет серовато-бурую окраску и является, по-видимому, переходным к гематиту» (Карский, Толстой, 1959). Понятие переходный не расшифровывается, но, видимо, подразумеваются неполные псевдоморфозы гематита по магнетиту, для которых естественно ожидать ослабления магнитных свойств по сравнению с неизмененным магнетитом.

При изучении слюдоносных пегматитов Северной Карелии нами были встречены рудные включения в мусковите, идентичные, судя по фотографиям и описаниям, охарактеризованным в таблице 1 и в других упоминавшихся работах. Включения, просвечивающие коричневым и образующие лапчатые пятна и сильно разветвленные дендриты (рис. 2, II тип), распространены во всех разновидностях мусковита комплексных, то есть существенно микроклиновых и микроклино-плагиоклазовых, жил с красным микроклином (жилы месторождений Хето-Ламбина, Черная Салма, Купчинин Порог и др.). Включения, просвечивающие серым (рис. 3, I тип), характерны для мусковита, приуроченного к центральным частям собственно слюдяных — мусковито-плагиоклазовых и мусковито-микроклино-плагиоклазовых жил с белым микроклином.

С помощью магнитной стрелки или иглы нетрудно убедиться, что включения обоих типов магнитны. Следовательно, коричневые включения (II тип) не могут быть гематитом, а так как их магнитность



Рис. 2. Включения магнетита в мусковите месторождения Хето-Ламбина:
a — общий вид, уменьш. 2; *б* — деталь, увел. 25

значительно сильнее, чем магнитность включений I типа, в чем также легко убедиться, именно они, видимо, представляют собой магнетит, как их и определяли Дж. Д. Дэна и Г. Дж. Браш (Fronzel, Ashby, 1937). Способность магнетита в тончайших пленках просвечивать ко-

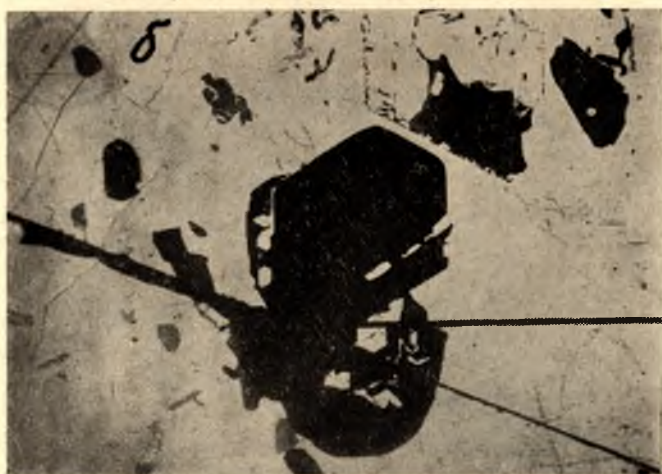
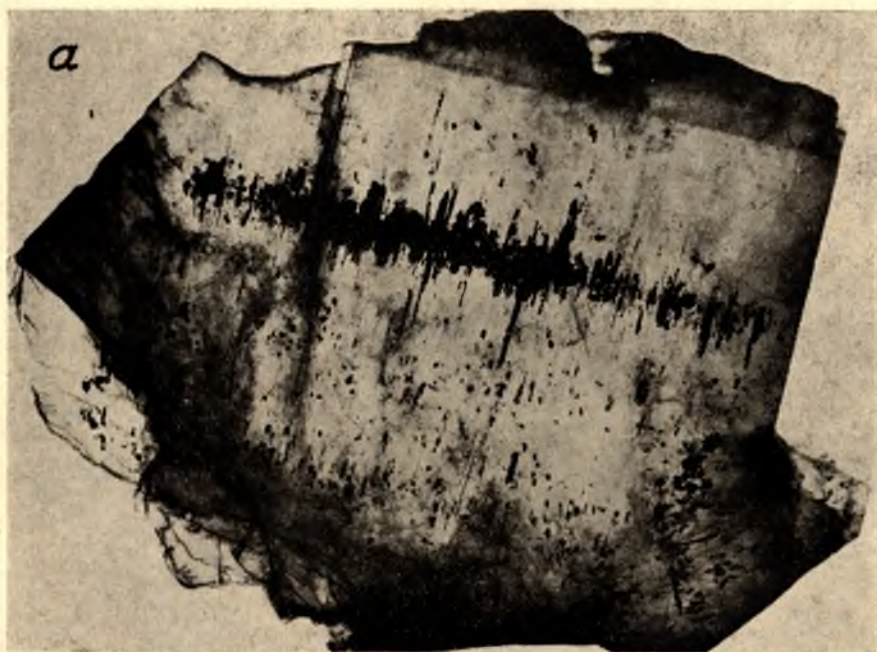


Рис. 3. Включения пирротина в мусковите месторождения Малиновая Варак: а — общий вид, уменьш. 2; б — деталь, увел. 25

ричевым отмечал также П. Рамдор (Ramdohr, 1955). Принадлежность таких включений к магнетиту подтверждается и их серым цветом в отраженном свете.

Поскольку черные включения, просвечивающие серым, очень слабо магнитны и в отраженном свете имеют кремовый цвет, было высказано

Таблица 2

Дебаеграмма хетоламбинского мусковита с включениями в сравнении с эталонными дебаеграммами магнетита и мусковита (по Михееву, 1957)

Мусковит с включениями			Магнетит		Мусковит		Расхождение межплоскост- ных расстоя- ний магнетита, %
1	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	
1	(11,06)	10,06					
2	9,793	(8,877)			10	10,03	
2	5,001	4,533			5	5,02	
4	4,521	(4,098)			7	4,52	
1	4,078	3,696					
1	(3,911)	3,545					
1	(3,708)	(3,361)			4	(3,71	
2	3,515	(3,186)			5	3,505	
10	3,314	(3,004)			9	3,342	
2	3,213	(2,912)			4	3,204	
2	2,985	2,706	6	2,99	6	3,095	
	2,848	2,581			7	2,862	
1	2,781	2,520			5	2,783	
9ш	2,574	(2,333)	10	2,541	10	2,568	1,3
1	2,483	2,251			2	2,471	
2	2,380	(2,158)			7	2,374	
1	(2,188)	1,983					
3	2,126	(1,927)	7	2,098	7	2,126	1,3
4	1,984	(1,798)			8	1,987	
2	(1,664)	1,509					
3	1,640	(1,486)			8	1,647	
1	1,606	(1,456)	9	1,612	3	1,596	0,4
1	1,567	(1,420)			4	1,555	
	1,502	(1,362)			10	1,498	
1	1,484	1,345	9	1,479			0,3
1	1,448	1,313			2	1,448	
1	1,420	1,287			3	1,427	
3	1,351	(1,225)			8	1,352	
1	1,336	(1,211)			5	1,335	
3	1,299	1,178			8	1,297	
1	1,278	(1,158)	5	1,277	4	1,272	0,1
3	1,244	(1,127)			8	1,246	
1	1,186	1,075			2	1,179	
1	1,157	1,049			3	1,157	
1	1,114	(1,0097)	8	1,091	6	1,115	2,1
1	1,049		6	1,047	5	1,045	
1	1,0116						
1	0,9991						
1	0,9895						
1	0,9820						

предположение (Сафронова, 1960), что они сложены пирротином, тем более что пирротин обычно ассоциирует с таблитчатым и клиновидным мусковитом в центральных частях слюдяных жил, для которых магнетит совершенно не характерен.

Чтобы подтвердить это предположение, было проведено изучение включений рентгенографически методом Дебая. Для анализа из хетоламбинского мусковита, расщепленного на возможно тонкие листочки, вырезались наиболее густо окрашенные, а следовательно, и самые толстые включения, просвечивающие черно-коричневым и коричневым (рис. 2). Магнитность их проверялась магнитной иглой. Из мусковита месторождения Малиновка Варака таким же способом извлекались слабо магнитные включения предполагаемого пирротина (рис. 3).

При расщеплении кристаллов с особенно большим содержанием таких включений иногда выделяются пленки ощутимой толщины (примерно, как бумага). Часто, но не всегда они бывают сложены пирритом, поэтому для анализа с помощью подковообразного магнита отделялись только магнитные пленки.

Тщательно отобранные включения, по возможности с минимальным содержанием мусковита, истирались в агатовой ступке. Полученным порошком набивался целлофановый столбик диаметром 0,5 мм. Съемка велась в камерах РКД диаметром 57,3 мм на трубке типа БСВ с нефiltroванным железным излучением при следующем режиме: напряжение 35 Кв, сила тока 14 мА. Промер рентгенограмм проводился на компараторе ИЗА-2. При расчете вводились поправки на диаметр образца и камеры.

В таблице 2 приведена дебаеграмма хетоламбинского мусковита, обогащенного дендритовидными черно-коричневыми включениями (рис. 2) в сравнении с эталонными дебаеграммами магнетита и мусковита (Михеев, 1957). Данные этой таблицы показывают, что почти все интенсивные линии магнетита очень близки интенсивным линиям мусковита. Однако ключевая линия магнетита с межплоскостным расстоянием 1,479 не совпадает с отражениями мусковита (слабая линия, приведенная В. И. Михеевым, с $\frac{d}{n} = 1,479$, по данным Е. П. Соколовой (1963), вызвана β -излучением). Наличие близкой линии ($\frac{d}{n} = 1,484$) в образце указывает, по-видимому, на наличие в нем магнетита. Значительное (1,3%) отличие величины межплоскостного расстояния одной из ключевых линий магнетита ($\frac{d}{n} = 2,541$) и образца ($\frac{d}{n} = 2,574$), видимо, связано с наложением линии мусковита, что привело к ее расширению и вызвало увеличение погрешности. Данные таблицы 2 в целом позволяют заключить, что в исследовавшемся образце содержится магнетит. Гематит же, имеющий ключевые линии с $\frac{d}{n} = 2,696, 2,158$ и $1,834$, в нем не обнаружен. По рентгенограмме (табл. 2) рассчитан параметр элементарной ячейки магнетита: $a = (8,38 \pm 0,05) \text{ \AA}$.

А. И. Сулоев и Е. Н. Самойлова (1940), еще раньше применявшие метод Дебая для выяснения минеральной природы коричневых и красно-бурых включений в мусковите Хето-Ламбина, на основании очень слабых линий сделали вывод о наличии в мусковите магнетита и гематита.

Таблица 3

Дебаеграмма пластинчатых включений из мусковита
Малиновой Вараки в сравнении с эталонными дебаеграммами
пирротина и пирита (по В. И. Михееву, 1957)

Включение в мусковите			Пирротин		Пирит		Расхождение величины межплоскостных расстояний, %	
1	$\frac{da}{n}$	$\frac{db}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	пирротин	пирит
2	3,12	(2,83)			2	3,102		0,6
2 _с	(2,96)	(2,69)	6	2,97			0,3	
4	2,69	(2,44)			8	2,696		0,2
1	2,63	(2,38)	8	2,63			0	
6	2,414	(2,188)			8	2,417		0,1
4	2,199	(1,993)			7	2,206		0,3
5	2,052	(1,860)	10	2,062			0,5	
4	1,903	(1,725)			6	1,908		0,3
2	(1,793)	(1,625)			4	1,796		0,2
3	1,714	(1,553)	7	1,718			0,2	
10	1,627	(1,475)			10	1,629		0,1
1	(1,588)	1,439						
1	1,558	(1,412)			3	1,560		0,1
2	1,499	1,358						
2	1,443	(1,308)			6	1,444		0,1
2	1,238	(1,122)			3	1,239		0,1
2	(1,222)	1,107						
2	1,178	(1,068)			4	1,179		0,1
1	(1,149)	1,042						
4ш	1,103	(1,009)	9	1,10	5	1,103	1,2	0,9
1	1,054	0,955						
8	1,041		8	1,045	9	1,040	0,4	0,1
4	1,037							
4	1,005							
2	1,003							
3	0,9873		5	0,990			0,3	
1	0,9855							

Тонкие магнитные пластинки, выделенные из кристалла мусковита из жилы № 17 Малиновой Вараки, как видно из данных таблицы 3, сложены пиритом и пирротинном. Слабая линия с $\frac{d}{n} = 1,499$ хорошо совпадает с ключевой линией мусковита ($\frac{d}{n} = 1,498$) и свидетельствует о небольшой примеси этого минерала. Отражений, близких отражениям магнетита, на дебаеграмме магнитных пластинок не получилось. Очевидно, их магнитность вызвана пирротинном.

Параметр элементарной ячейки пирита оказался равным $a = (5,40 \pm 0,02)$ кХ. Для пирротина получены следующие значения a и c : $a = (5,92 \pm 0,02)$ кХ и $c = (11,34 \pm 0,05)$ кХ.

Пирротин, как известно («Минералы», 1960), имеет непостоянный состав. Дефицит железа в его структуре вызывает уменьшение размера элементарной ячейки, особенно параметра c . Согласно графику, отражающему эту зависимость (Елисеев, Денисов, 1957), в пирротине пластинчатых включений содержится около $53,9 \pm 0,5$ атомных процентов серы.

Парагенезис пирита с пирротинном свидетельствует о повышенной концентрации серы относительно железа. При таких условиях насыщение пирротина серой зависит от температуры и уменьшается с ее понижением. Оцененная по содержанию серы (Елисеев, 1958) температура кристаллизации пирротина, включенного в мусковит, примерно равна 480° .

Дебаеграмма мусковита, обогащенного более тонкими включениями из того же образца (рис. 3), что и сравнительно толстые пластинки (табл. 3), помещена в таблице 4. Линии ее хорошо отождествляются с линиями мусковита, пирита и пирротина. Как уже упоминалось, некоторые интенсивные линии магнетита очень близки линиям мусковита. Однако отсутствие на полученной дебаеграмме ключевой линии магнетита с $\frac{d}{n} = 1,479$, а также большие отклонения межплоскостных расстояний (до 1,7%) других интенсивных линий говорят о том, что магнетит в состав черных включений в мусковите Малиновой Вараки не входит.

Магнитность тончайших включений, как и более толстых пленок, объясняется наличием пирротина.

Пирит, установленный рентгенографически, фиксируется и под микроскопом. Он образует самостоятельные тонкие пластинки или сростания с пирротинном (рис. 4).

Таким образом, приведенные материалы, как представляется, достаточно убедительно показывают, что магнитные включения в мусковите месторождений Северной Карелии представлены магнетитом (рис. 2) и пирротинном (рис. 3). Включения магнетита по цвету, характеру развития и другим особенностям полностью соответствуют включениям, отнесенным в таблице 1 ко второму типу и часто определяемым как гематит.

Включения, по описаниям идентичные отнесенным к I типу, в северокарельском мусковите представлены пирротинном, а не магнетитом.

Большое сходство изучавшихся включений с описаниями и фотографиями, известными из литературы (Гурьева, 1959; Карский, Луговской, 1956; Никитин, 1953; Frondel, Ashby, 1937, и др.), дает основание предполагать, что включения пирротина встречаются не только в северокарельском мусковите, но распространены значительно шире.

В этом убеждает также рассмотрение данных, приведенных в работе М. С. Мецика (1953), посвященной выяснению природы черных включений в мусковите месторождений Восточной Сибири.

Таблица 4

Дебаеграмма мусковита с включениями из жилы № 17
Малиновой Вараки в сравнении с эталонными дебаеграммами пирротина,
пирита, магнетита и мусковита (по Михееву, 1957)

Мусковит с включениями			Пирротин		Пирит		Магнетит		Мусковит		Расхождение величин межплоскостных расстояний. %			
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	магне- тит	пирро- тин	пирит	муско- вит
1	(11,10)	10,06												
2	9,669	(9,036)							10	10,03				0,6
1	4,921	(4,46)							5	5,02				
1	4,515	(4,093)							7	4,52				
1	3,854	(3,493)							3	3,89				
1	(3,688)	3,343												
1	3,487	(3,161)							4					
8	3,326	(3,015)							9	3,505				
1	(3,228)	2,926								3,34				
4	2,983	(2,704)	6	2,97			6	2,99			0,3	0,3		
2	2,852	(2,585)							7дв	2,862				
1	(2,785)	2,524												
2	2,709	(2,455)			8	2,696							0,5	
1	2,642	(2,395)	8	2,63								0,4		
2	2,563	(2,323)					10	2,541	10	2,568	0,9			0,2
1	2,422	(2,195)			8	2,417						0,2		
1	(2,271)	2,059												
3	2,211	(2,004)			7	2,206							0,2	
1	2,134	(1,934)							7	2,126				0,4
2ш	2,063	(1,870)	10	2,062			7	2,098			1,7	0,05		
3	1,990	(1,804)							8дв	1,987				
3	1,907	(1,729)			6	1,908							0,05	
1	(1,800)	1,732												
3ш	1,719	(1,558)	7	1,718								0,06		
1	1,653	(1,498)							8	1,647				
7	1,628	(1,475)	4	1,612	10	1,629		1,612			1,0	1,0	0,06	
1	1,601	(1,451)					9	1,612	3	1,596				
2	1,565	(1,418)			3	1,560						0,3		
1	1,533	(1,389)							5	1,527				
6	1,499	(1,359)			4	1,498	9	1,479	10	1,498	1,4		0,07	0,07
2	1,443	(1,309)			6	1,444							0,07	
2	1,349	(1,223)							8дв	1,352				
	(1,331)	1,206												
	1,315	(1,192)	6	1,315								0		
	1,291	(1,170)							8	1,297				
	(1,267)	1,149												
	1,241	(1,125)			3	1,239			8	1,246			0,16	
	1,207	(1,094)			4	1,208							0,08	
	1,177	(1,067)			4	1,179							1,7	
	1,153	(1,045)			2	1,153							0	
	(1,144)	1,037												
	1,124	1,019												
	1,100	(0,9974)	9	1,10	5	1,103			6	1,115		0	0,3	1,3
	1,054	0,9553												
	1,047		8	1,045					5	1,045		0,2		
	1,039				9	1,040							0,1	
	1,004		5	0,990								0,5	0,5	
	1,002					0,990						0,3	0,3	

Наряду с биотитом, пиритом, гидрогематитом, М. С. Мецик исследовал включения черного цвета с металлическим блеском и хорошо выраженными магнитными свойствами. Включения были встречены в виде «линейно-протяженных дендритов, пластинок правильной

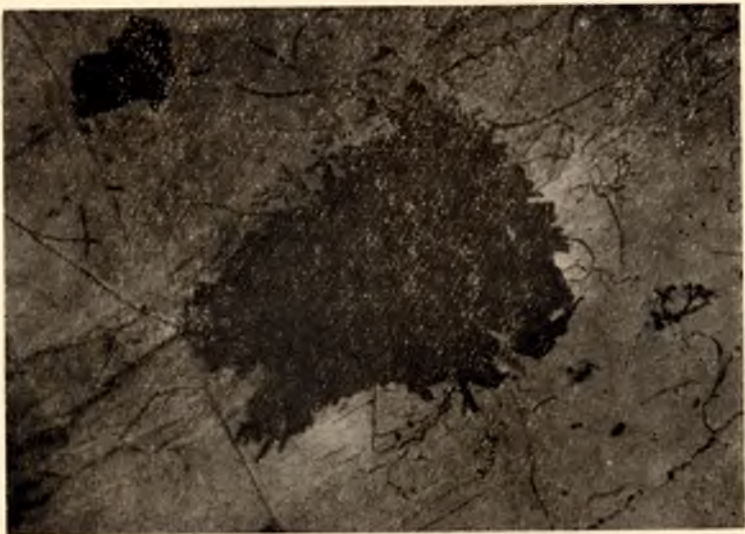


Рис. 4. Включения пирита в мусковите месторождения Малиновая Варака, увел. 25

Таблица 5

Сравнение данных дебаграммы М. С. Мецика с эталонными дебаграммами магнетита, мусковита, пирита (по Михееву, 1957)

Данные М. С. Мецика		Магнетит			Мусковит		Пирротин		Расхождение величин межплоскостных расстояний, %		
включение	магнетит	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	магнетит	мусковит	пирротин
$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\alpha}{n}$										
3,30	3,31	3	(3,31)	3,00	9	3,34			10	1,2	
2,83	2,81	5	(2,81)	2,54	7	2,86			10,6	1,0	
2,570	2,551	10	2,54	(2,303)	10	2,568			5,4	0,8	
2,070	2,098	7	2,098				10	2,062	1,3		0,3
1,727	1,710	5	1,710		1	1,728	7	1,718	1,0	0,6	
1,631	1,612	9	1,612				4	1,612	1,2		1,2
1,493	1,479	9	1,479		10	1,498			0,9	0,3	
1,106	1,091	8	1,091				9	1,10	1,4		0,4
1,048	1,047	6	1,047		5	1,045	8	1,045	0,1	0,3	0,3

ки, иногда же в форме сыпи или пятен неправильной формы» (Мецик, 1953). Из-за прочной связи включений с мусковитом выделить их в чистом виде не удалось.

Согласно приведенному описанию, включения очень напоминают пирротин из мусковита в северокарельских пегматитах. Однако М. С. Мецик делает вывод, что включения представлены магнетитом. К сожалению, в работе М. С. Мецика дебаграммы помещены не полностью, а даны только (без оценки интенсивностей отражений) значения, которые автор считает принадлежащими магнетиту и доказывающими его наличие. В таблице 5 воспроизведены данные М. С. Мецика в сравнении с эталонными дебаграммами магнетита, пирротина и мусковита.

Согласно эталонной дебаграмме магнетита в последнем издании определителя В. И. Михеева (1957), линии с $\frac{d}{n} = 3,31$ и $2,81$ вызваны β -излучением и на самом деле соответствуют α -линиям с $\frac{d}{n} = 2,99$ и $2,54$.

Линия с $\frac{d}{n} = 1,631$ близка интенсивной линии пирита ($\frac{d}{n} = 1,629$). Остальные линии, доказывающие, по мнению М. С. Мецика, наличие магнетита, как видно из таблицы 5, очень хорошо совпадают с линиями пирротина и мусковита. Если еще учесть замечание автора о том, что «на рентгенограммах имеется ряд колец, интерпретировать которые не удалось» (Мецик, 1953), то принадлежность изучавшихся включений к магнетиту станет еще более сомнительной. Наоборот, хорошее совпадение двух ключевых линий пирротина с линиями, приведенными в рассматриваемой работе, при наличии не расшифрованных линий с большой долей вероятности позволяет думать, что включения пирротина распространены и в мусковите восточно-сибирских месторождений.

Гексагональная симметрия таких включений говорит, очевидно, о том, что пирротин уплочен параллельно грани базопинакоида. Закономерная ориентировка включений на плоскостях (001) мусковита свидетельствует об эпитактическом характере срастаний и обусловлена близостью структурных мотивов кислородных плоских сеток (001) мусковита и плоских сеток (0001) пирротина, узлы которых заполнены железом (Штрунц, 1962). На рисунке 5 отчетливо выявляется особенно большое сходство структурных узоров кислородных плоских сеток (001) мусковита и «железных» плоских сеток (0001) пирротина, в направлениях лучей фигуры давления, когда при их совмещении первые кристаллографические оси обоих минералов совпадают.

Обычно развитые во включениях пирротина трещины, пересекающиеся под углом 60° и проходящие перпендикулярно огранке (на рис. 5 обозначены пунктиром), являются, по-видимому, следами спайности по $\{10-10\}$. Шестигранная форма включений тогда обусловлена развитием граней призмы $\{11-20\}$, которая принадлежит к числу важнейших габитусных форм пирротина («Минералы», 1960). Такая ориентировка объясняет изотропность включений в разрезах, параллельных плоскостям спайности мусковита.

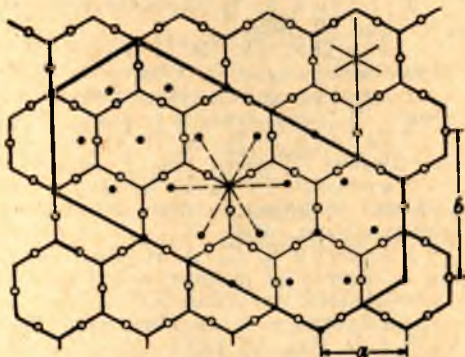


Рис. 5. Совмещение кислородных плоских сеток (001) мусковита ($a=5,14\text{\AA}$) и «железных» плоских сеток (0001) пирротина

Более широкое, чем это предполагалось до сих пор, развитие включений пирротина в крупнокристаллическом мусковите, конечно, не исключает возможность образования в мусковите также и включений магнетита в форме правильных или искаженных гексагонов. Только вряд ли они будут просвечивать серым, как пирротин, и иметь кремовый цвет в отраженном свете. Ведь мусковит не искажает серый в отраженном свете цвет дендритовидных включений магнетита.

Кристалл мусковита с мелкой вкрапленностью пирито-пирротиновых включений подвергался испытаниям на пробивное напряжение и тангенс угла диэлектрических потерь. Средняя электрическая прочность для 18 пластинок оказалась равной $2,3 \text{ кв/мм}$; среднее значение тангенса угла диэлектрических потерь $-5,6 \cdot 10^{-4}$ (на частоте 10^6 герц). Мусковит с мельчайшими включениями магнетита обычно не выдерживает минимально допустимого пробивного напряжения.

По-видимому, для наиболее полного использования мусковита при его переработке и определении ассортимента слюдяных изделий рационально учитывать минеральный состав рудных включений.

ЛИТЕРАТУРА

Гурьева Э. Я. О включениях минералов железа в мусковите. Тр. Минер. музея, вып. 10, 1959.

Дэна Дж. Д., Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. Система минералогии, т. 1, полутом 2. Изд-во иностр. лит., М., 1951.

Елисеев Э. Н. Исследование химического состава природных пирротин. Вестник ЛГУ, сер. геол. и географ., № 6, вып. 1, 1958.

Елисеев Э. Н., А. П. Денисов. Рентгенометрическое исследование пирротина. Вестник ЛГУ, сер. геол. и географ., № 18, вып. 3, 1957.

Карский Б. Е., Г. П. Луговской. Методика изучения и характеристика включений в мусковите Мамско-Чуйского района. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, Промстройиздат, 1956.

Карский Б. Е., А. И. Толстой. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. Центральное бюро технич. информации НИИНСМА АСИА СССР. М., 1959.

Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Пегматиты СССР, т. II. Изд. АН СССР, М.—Л., 1939.

Лашев Е. К. Слюда. Гос. изд-во лит. по строит. материалам, М., 1948.

Лебедев В. И. Минералогическое описание пегматитовой жилы Кривое Озеро. В сб.: «К минералогии постмагматических процессов». Изд. ЛГИ, 1959.

Мецик М. С. Рентгенографическое исследование минеральной природы черных включений в мусковите. Тр. Иркутск. ун-та, т. 8, вып. 1, 1953.

Минералы. Т. 1, изд. АН СССР, 1960.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, т. XXIX, вып. 2, 1953.

Сафронова Г. П. О зональном мусковите из северокарельских пегматитов. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 24, 1960.

Соколова Е. П. Рентгенометрическое изучение слюд группы мусковита. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 96, вып. 3, 1963.

Сулоев А. И., Е. Н. Самойлова. Изучение включений в слюдах в связи с их качественной характеристикой. Тр. ВИМС, вып. 157, 1940.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгортехиздат, М., 1962.

Fron del C., Ashby. Oriented inclusions of magnetite and hematite in muscovite. Amer. Min., v. 22, № 2, 1937.

Ram d ohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad.—Verlag, Berlin, 1955.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ И КАЧЕСТВЕ СЛЮДЫ-МУСКОВИТА

В генеральной перспективе развития слюдяной промышленности предусматривается дальнейшее развитие производства мелких изделий из слюды и уникальных электроизоляционных материалов на ее основе. Анализ состояния сырьевой базы и работы слюдяной промышленности за последние годы показывает существование все возрастающего разрыва между природными возможностями мусковитовых месторождений и требованиями промышленности. С одной стороны, слюда как сырье для изготовления электроизоляционных материалов становится все более дефицитной, а с другой — потребность в ней непрерывно растет. Поэтому изыскание возможностей для максимальной экономии слюдяного сырья и его рационального использования в производстве электро- и радиотехнических изоляционных изделий имеет для слюдяной промышленности первостепенное значение.

До настоящего времени задачи оценки правильного использования слюдяных месторождений нельзя считать полностью разрешенными. Поэтому представляет практический интерес сопоставление количественных и качественных характеристик слюды с размерами кристаллов более 4 см^2 , удовлетворяющей существующим техническим условиям на забойный сырец и учитывающейся в балансе запасов (за исключением объектов с низким содержанием), и слюды с размерами кристаллов менее 4 см^2 , не удовлетворяющей техническим условиям, не учитывающейся в балансе запасов и идущей при добыче в отвалы.

С этой целью нами была исследована слюда жилы № 183 месторождения Малиновая Варака, относящейся к типу мусковито-микроклиноплагноклазовых пегматитовых жил. При этом определялось:

- 1) распределение кондиционной и некондиционной слюды в жиле;
- 2) гранулометрический состав слюдяных кристаллов;
- 3) распределение слюды по толщине;
- 4) качественный состав слюды;
- 5) зависимость между содержаниями промышленного сырца, деловой слюды и забойного сырца;
- 6) зависимость номерного состава промышленного сырца и колотой слюды от общего содержания слюды в жильной массе.

Отбор технологических проб производился по трем рассечкам: по одной — в северной и по двум — в южной части жилы. Всего отобрано 28 проб объемом по $5\text{--}10 \text{ м}^3$ жильной массы. Из жильной массы выбирались кристаллы площадью менее 4 см^2 . Нижним пределом выборности были кристаллы площадью $0,5 \text{ см}^2$. Но так как выборка производилась

вручную, а влажность жильной массы была значительной, то слюда размером $0,5 \text{ см}^2$ выбрана не полностью.

Кондиционный забойный сырец (площадью более 4 см^2) выбирался геологоразведочной партией, обрабатывался до промышленного сырца и сортировался по крупности на размеры 100, 50, 25 и 4 и по качеству на I и II сорта, согласно техническим условиям на промышленный сырец и действующей на рудниках технологии совместно. Некондиционный или забалансовый сырец, который нами условно также называется забойным и который имеет размеры кристаллов менее 4 см^2 , доводился

до промышленного сырца путем грохочения и ручной сортировки. Этот промышленный сырец делился по крупности кристаллов на классы с размерами 3, 2, 1, $0,5 \text{ см}^2$ и по качеству на I и II сорта.

На рисунках 1, 2 и 3 показана изменчивость содержания слюды в пробах по рассечкам. Из приведенных на них графиков видно, что содержание кондиционного и некондиционного забойного сырца в пробах является крайне неравномерным. При этом содержание слюды размером более 4 см^2 колеблется от $0,44$ до $73,64 \text{ кг/м}^3$, а слюды размером менее 4 см^2 — от $0,195$ до $25,6 \text{ кг/м}^3$. Суммарное содержание кондиционного и некондиционного забойного сырца в пробах колеблется от $0,44$ до $89,94 \text{ кг/м}^3$.

Среднее суммарное содержание забойного сырца (всей слюды с размером кристаллов более $0,5 \text{ см}^2$) по всем 28 про-

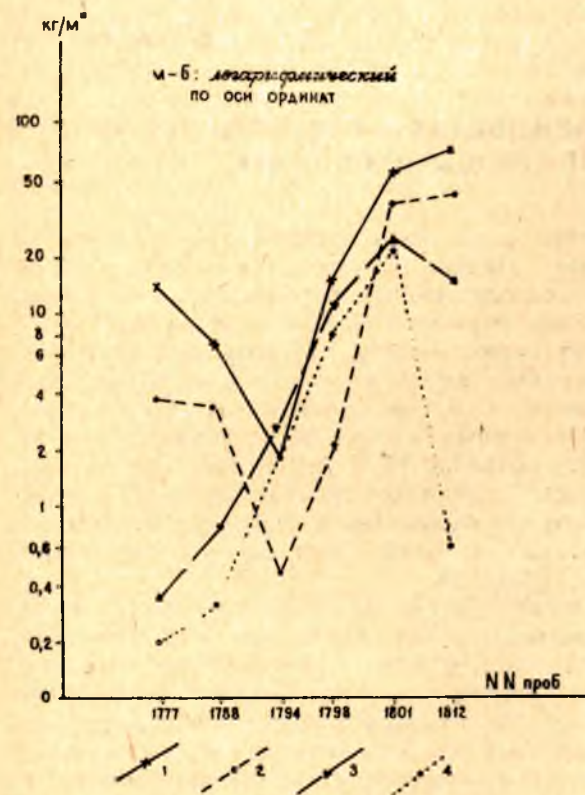


Рис. 1. Изменчивость содержания слюды в пробах по рассечке № 757:

1 — кондиционный забойный сырец (размером более 4 см^2); 2 — кондиционный промышленный сырец (размеры 100, 50, 25, 4); 3 — некондиционный забойный сырец (размером менее 4 см^2); 4 — некондиционный промышленный сырец (размеры 3, 2, 1 и $0,5$)

бам составляет $13,91 \text{ кг/м}^3$, в том числе кондиционного — $10,85 \text{ кг/м}^3$ и некондиционного — $3,06 \text{ кг/м}^3$ (табл. 1).

Соответственно суммарное содержание всего промышленного сырца (размеров 100 — $0,5$) колеблется от $0,2$ до $49,1 \text{ кг/м}^3$, в том числе кондиционного от $0,2$ до $45,2 \text{ кг/м}^3$ и некондиционного от $0,014$ до $10,0 \text{ кг/м}^3$.

Из рисунков 1, 2 и 3 также видно, что в 24 пробах из 28 содержание кондиционной слюды выше, чем содержание некондиционной, а в 15 пробах содержание слюды размером более 4 см^2 значительно выше, чем содержание некондиционной слюды.

В половине из отобранных проб (пробы № 1798, 1801, 1776, 1784, 1796, 1811, 1779, 1787, 1789, 1791, 1792, 1800, 1803) наблюдается прямая

зависимость содержания некондиционной слюды от содержания кондиционной слюды. В остальных же пробах (№ 1888, 1794, 1812, 1775, 1780, 1790, 1802, 1804, 1810, 1783, 1793, 1797) наблюдается обратная зависимость: с ростом содержания кондиционной слюды падает содержание некондиционной, а с уменьшением содержания кондиционной слюды увеличивается содержание мелкоразмерной некондиционной слюды. Эти наблюдения не согласуются с существующим у горняков-слюдяников мнением, что некондиционной слюды в жиле больше, чем кондиционной и что с уменьшением содержания кондиционной слюды всегда должно возрастать содержание некондиционной слюды.

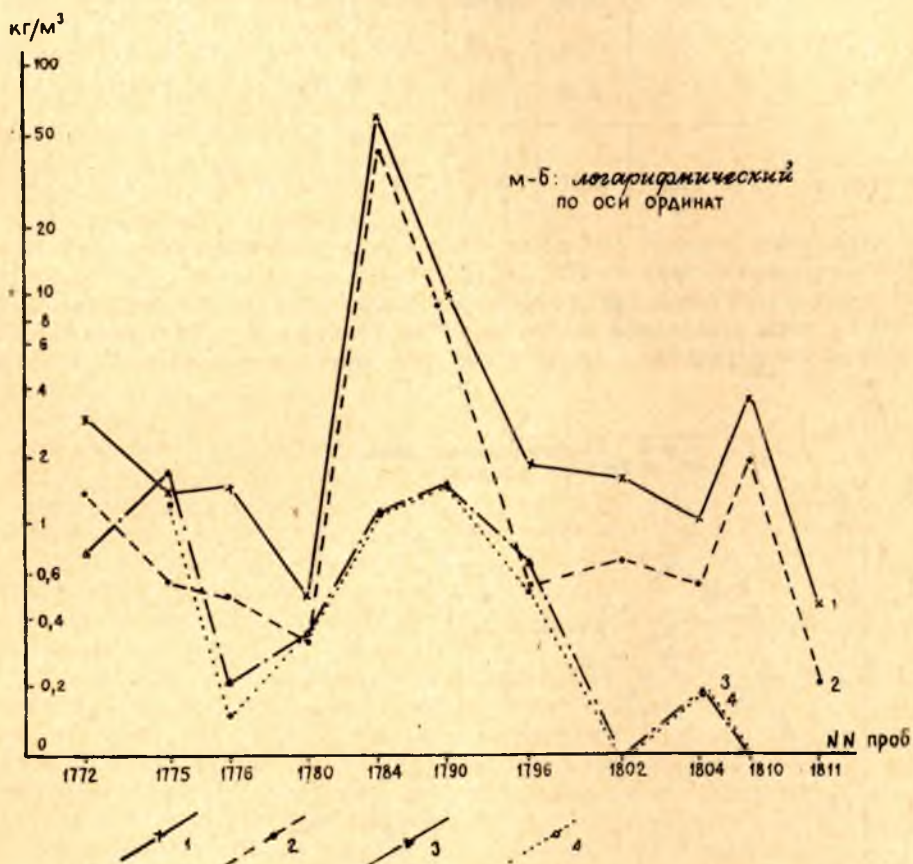


Рис. 2. Изменчивость содержания слюды в пробах по расщепке № 759:
1 — кондиционный забойный сырец (размером более 4 см²); 2 — кондиционный промышленный сырец (размеры 100, 50, 25, 4); 3 — некондиционный забойный сырец (размером менее 4 см²); 4 — некондиционный промышленный сырец (размеры 3, 2, 1 и 0,5)

Целесообразно проводить в этом направлении дальнейшую работу по изучению распределения слюды в жилах различных типов.

Гранулометрический состав слюды определялся по процентному содержанию числа кристаллов различных размеров относительно их общего числа. Кристаллы измерялись макроскопически посредством прямоугольного индийского стандартного шаблона. Согласно существующим техническим условиям на промышленный сырец и подборы для размеров 100—4, площадь вписанного прямоугольника нами бралась

Таблица 1

Средние содержания кондиционной и некондиционной слюды (забойного и промышленного сырья) в жильной массе

№ расщечек	Объем опробованной жильной массы, м ³	Содержание, кг/м ³						
		в том числе						
		весь забойный сырец (размеры более 0,5 см ²)	весь промышленный сырец (размеры от 0,5 до 100 см ²)	кондиционные		некондиционные		
				забойный сырец (размеры более 4 см ²)	промышленный сырец (размеры от 100 до 4 см ²)	забойный сырец (размеры от 0,5 до 4 см ²)	промышлен. сырец (размеры от 0,5 до 3 см ²)	в том числе I сорт детальный
757	46,4	37,40	22,76	28,08	15,43	9,32	7,33	3,03
759	87,3	11,32	7,75	10,46	7,01	0,86	0,74	0,21
755	77,0	6,20	3,05	4,15	1,66	2,05	1,39	0,19
Всего по 28 пробам . . .	210,7	13,91	8,49	10,85	6,14	3,06	2,35	0,805

с соотношением сторон от 1:1 до 1:3, а для размеров слюды 3—0,5 — с соотношением сторон от 1:1 до 1:2.

На рисунке 4 показано графическое выражение гранулометрического состава слюды в жильной массе, из которого хорошо видна зависимость суммарного содержания слюды в жильной массе от размера кристаллов

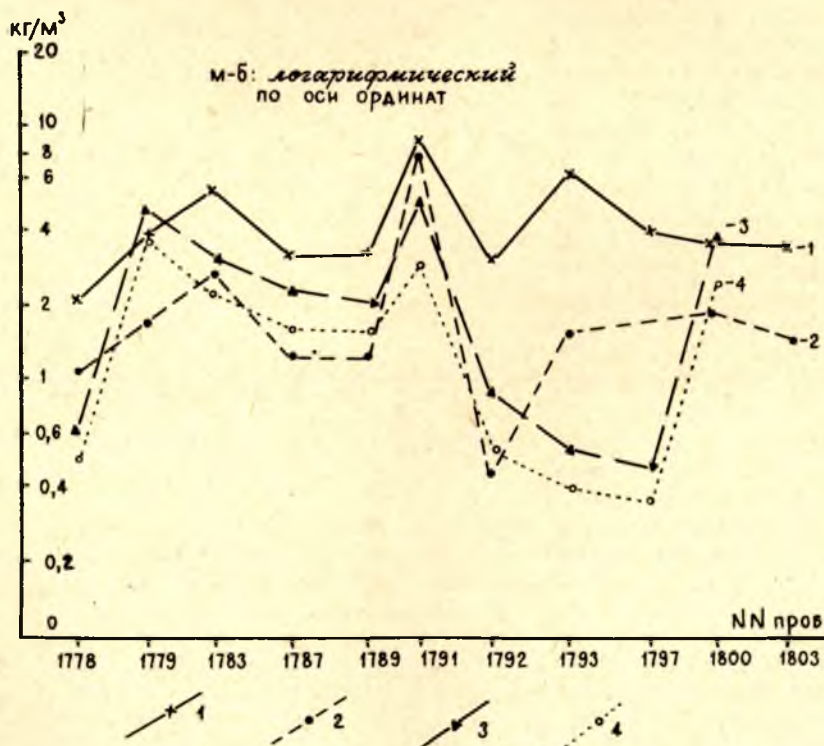


Рис. 3. Изменчивость содержания слюды в пробах по расщечке № 755:

1 — кондиционный забойный сырец (размером более 4 см²); 2 — кондиционный промышленный сырец (размеры 100, 50, 25, 4); 3 — некондиционный забойный сырец (размером менее 4 см²); 4 — некондиционный промышленный сырец (размеры 3, 2, 1 и 0,5)

слюды. Этот график построен в прямоугольной системе координат по суммарным выходам размеров кристаллов (или кумулятивным выходам) как обыкновенная кривая $y=f(d)$, где d — размер кристаллов, выраженный минимальной площадью вписанного прямоугольника в $см^2$; y — суммарный выход кристаллов размера больше, чем d . Построение подобных графиков описано Андреевым (1966). Кривая, характеризующая степень крупности слюды в жиле 183, имеет вогнутый вид, что говорит о преобладании мелких размеров. Если бы распределение кристаллов по размерам было равномерным, то суммарная характеристика представляла бы прямую линию. При преобладании крупных кристаллов кривая была бы выпуклой. Таким образом, по кривой суммарной характеристики можно определить выход любого класса крупности.

Содержание промышленного сырца различных размеров показано на рисунке 5. Распределение его по размерам крайне неравномерно. Наибольшее содержание имеет размер 4. Это объясняется тем, что в этот размер входят кристаллы с площадью от 25 до 4 $см^2$, то есть максимальные по площади кристаллы больше минимальных в шесть раз. В то же время размеры 0,5; 1,25; 50; 100 имеют двукратное соотношение площадей, а размеры 2 и 3 соответственно имеют отношение максимальной и минимальной площади кристалла 1,5 и 1,3.

Поэтому неравномерность в распределении кристаллов по крупности, видимая на рисунке 5, соответствует соотношению площадей искусственно выбранных размеров, принятых всеми техническими условиями на слюдяное сырье.

На рисунке 4 не наблюдается подобных скачков в распределении крупности слюды. Если на оси абсцисс этого рисунка отложить классы (или размеры) крупности с постоянным модулем, скажем, 10 $см^2$ (например, размеры 100, 90, 80 и т. д.), то распределение содержаний характеризовалось бы определенной закономерностью, выражающейся в том, что по мере уменьшения крупности слюды увеличивается ее содержание (вертикальные отрезки на графике определяют содержание слюды соответствующих размеров). Наименование содержания будет иметь самый крупный размер (Андреев, 1961).

Природное распределение кристаллов слюды по толщине на пластинах промышленного сырца может быть рассмотрено только приблизительно, так как эти пластины отличаются от кристаллов в жиле. Нами были проведены исследования по распределению толщины пластин промышленного сырца, полученного из природных кристаллов в результате процесса добычи и первичной обработки. При этом природные кристаллы подверглись воздействию буровзрывных работ, разделки негабаритов, транспортировки и пр. Естественно, что в результате этих операций часть природных кристаллов слюды подверглась, неизбежному в этих условиях, частичному расслаиванию (Архангельск, Нихтфинстер, 1965).

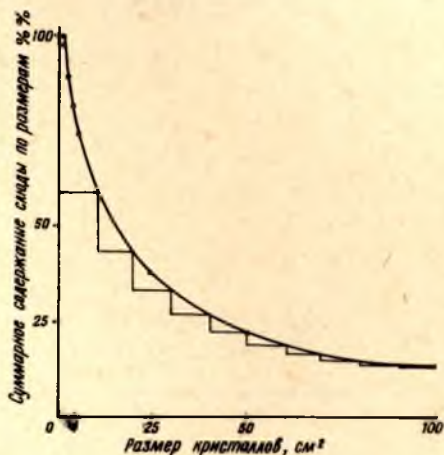


Рис. 4. Закономерность распределения кристаллов слюды по крупности в жильной массе

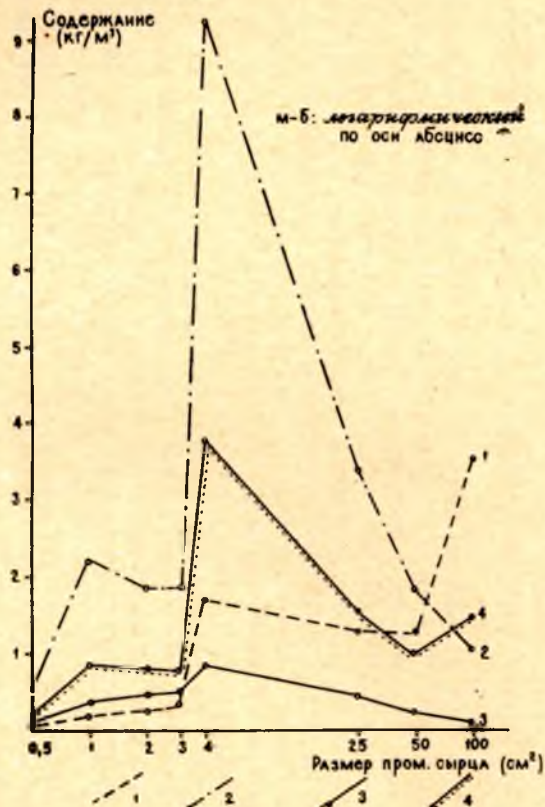


Рис. 5. Средние содержания промышленного сыра по размерам в жильной массе:

1 — по рассечке № 759; 2 — по рассечке № 757; 3 — по рассечке № 755; 4 — по всем пробам

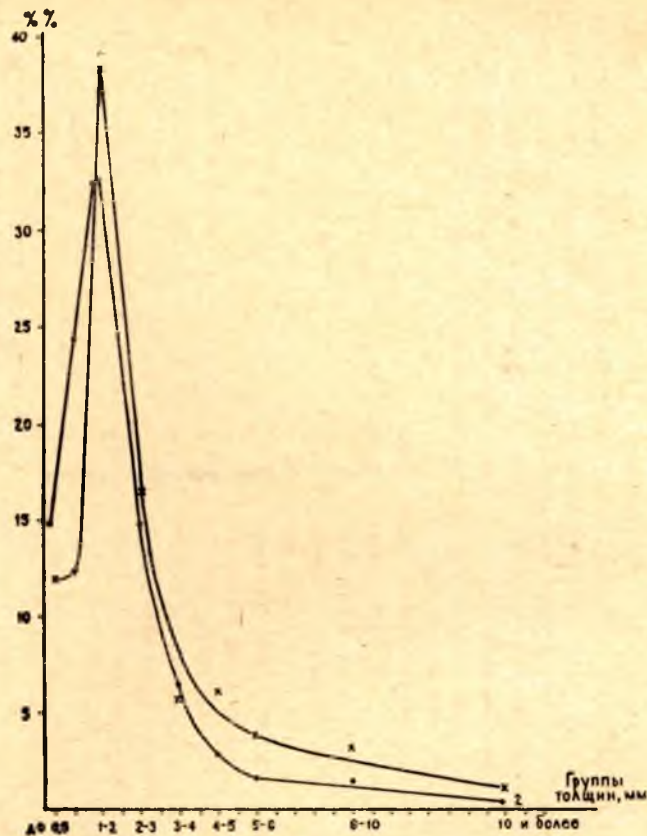


Рис. 6. Графики распределения кристаллов различной толщины в промышленном сыре (в % от общего числа кристаллов промышленного сыра):

1 — размеры 100—4 см²; 2 — размеры 3—0,5 см²

Толщина пластин промышленного сырца, которые дальше будут называться кристаллами, находилась в пределах от 0,5 до 4 мм. Средняя взвешенная толщина (арифметическая) кристаллов размером 3—0,5 см² была равна 1,71 мм. На рисунке 6 видно, что толщина мелких кристаллов несколько меньше, чем крупных, средняя арифметическая взвешенная которых составляет 2,31 мм. Характер распределения слюды по группам толщин примерно одинаков, в крупной и мелкой слюде преобладают кристаллы толщиной 1—2 мм. Для кондиционной слюды кристаллы толщиной 1—2 мм составляют 38,3% (от общего числа кристаллов промышленного сырца), для некондиционной — 32,8%.

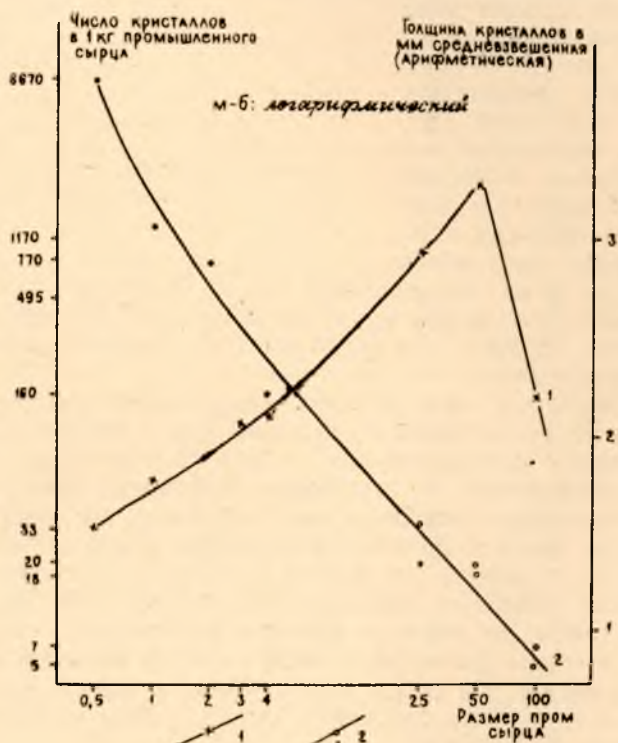


Рис. 7. Графики зависимости толщины кристаллов (1) и количества их (2) от размера промышленного сырца

Кривая распределения числа кристаллов различной толщины для некондиционного промышленного сырца (размеры 3, 2, 1 и 0,5) смещена в сторону меньших толщин.

Толщина кристаллов пропорциональна их площади (рис. 7, кривая 1), то есть чем больше размер кристалла, тем больше и его средняя толщина. Исключение составляет размер 100, который более, чем другие кристаллы, в силу своей большой ценности, подвергается обработке для выявления наиболее ценной его части — слюды I сорта.

Изученный промышленный сырец по качественным признакам (наличие полезной площади в кристаллах и выход деловой слюды) имел в общей массе следующее распределение по сортам (стр. 197).

Согласно техническим условиям на промышленный сырец (СТУ—20—56—62) к I сорту относились кристаллы слюды высокого качества,

легко расслаиваемые, имеющие явно выраженную полезную площадь с одной стороны кристалла в количестве не менее 40% от общей площади для размеров 100, 50, 25, а также не менее площади вписанного круга диаметром 16 мм для размера 4 и диаметром не менее 8 мм для размеров 3, 2, 1. Из кристаллов I сорта можно было изготовить слюду телевизионную, конденсаторную и детали для радиоламп. Ко II сорту относились кристаллы слюды пережатые, задиристые, ельчатые, имеющие выявленную полезную площадь с одной стороны кристалла не менее площади вписанного круга диаметром 16 мм для размеров 100, 50, 25, 4 и без наличия выявленной полезной площади для размеров 3, 2, 1, 0,5. Второй сорт слюды обычно является сырьем для изготовления исключительно щипаной слюды и слюдопластов.

Размер промысрца (общая площадь)	Содержание, %	
	I сорт	II сорт
100	6,7	7,2
50	4,6	5,1
25	7,6	7,3
4	—	36,9
3	3,1	4,1
2	2,9	4,5
1	2,3	5,7
0,5	—	2,0
	27,2	72,8

Опыт показал, что при больших содержаниях забойного сырца в жильной массе соответственно высоким было содержание крупно- и мелкоразмерного промышленного сырца. Установлено также, что взаимосвязь наблюдается в отношении крупности кристаллов: чем выше было содержание забойного сырца в жиле, тем выше было содержание слюды каждого размера. Результаты опыта отражены в таблице 2, которая составлена по пробам в порядке убывания в них общего содержания забойного сырца от 78,5 до 0,85 кг/м³. Из таблицы 2 видно, что в таком же порядке убывает содержание кондиционного промышленного сырца (от 42,05 до 0,36 кг/м³) и некондиционного (от 11,85 до 0,182 кг/м³). Из этого можно сделать вывод, что с ростом содержания кондиционного слюдяного сырья растет содержание забалансового сырья и наоборот.

Зависимость содержания промышленного сырца и особенно его крупных размеров от содержания забойного сырца в жильной массе показана семейством линий на рисунке 8. С уменьшением содержания забойного сырца (особенно при 8 кг/м³ и ниже) резко падает содержание размеров 100 и 50.

Выход деловых подборок слюды по их назначению определяется исходя из величины их полезной площади и соответствующего качества. Из кристаллов размеров 100—4 изготавливались колотые подборы № 1—8 с размерами полезной площади от 80 до 4 см², которые могли быть использованы для выпуска телевизионной, конденсаторной, детальной и щипаной слюды. Из некондиционной слюды (размеры 3—0,5) были изготовлены колотые подборы с полезной площадью от 3,14 до 0,35 см² для производства деталей для радиоламп, конденсаторной и щипаной слюды.

Между содержанием забойного сырца и выходом колотых подборок наблюдается прямая зависимость (табл. 3). Чем выше содержание забойного сырца, тем выше содержание колотых подборок и их номерной состав.

Зависимость содержания и крупности промышленного сырца от содержания забойного сырца в жильной массе

Количество проб	Объем жильн. массы, м³	Содержание, кг/м³		В том числе промышленный сырец по размерам									
		забойный сырец	промышлен- ный сырец	100—4	в том числе				3—0,5	в том числе			
					100	50	25	4		3	2	1	0,5
3	23,4	78,500	53,900	42,050	9,600	5,820	9,020	17,610	11,850	3,470	3,250	4,140	0,990
4	27,5	16,350	7,424	4,502	0,836	0,794	1,067	1,805	2,922	0,970	0,955	0,827	0,170
5	35,7	8,000	3,970	2,232	0,236	0,411	0,571	1,014	1,738	0,510	0,615	0,462	0,151
7	54,7	4,300	2,214	1,153	0,142	0,131	0,307	0,523	1,061	0,323	0,365	0,298	0,075
4	32,3	2,130	0,961	0,690	0,032	0,107	0,197	0,354	0,271	0,067	0,107	0,082	0,015
3	24,7	0,850	0,542	0,360	0,020	0,039	0,079	0,222	0,182	0,054	0,054	0,065	0,010

При уменьшении забойного сырца в жильной массе от 78,5 до 0,85 $\text{кг}/\text{м}^3$ содержание колотых подборов соответственно уменьшается от 16,232 до 0,127 $\text{кг}/\text{м}^3$; содержание первых номеров колотых подборов уменьшается в большей степени, чем содержание крупных размеров промышленного сырца. При содержании забойного сырца в жильной массе более 16 $\text{кг}/\text{м}^3$ могут быть изготовлены колотые подборы всех номеров, начиная от подборов с площадью 80 см^2 и менее. При содержании же забойного сырца 16 $\text{кг}/\text{м}^3$ существует возможность изготовления колотых подборов с размерами только 20 см^2 и менее. При содержании же забойного сырца 8 $\text{кг}/\text{м}^3$ и менее преобладают подборы со значительно меньшей площадью.

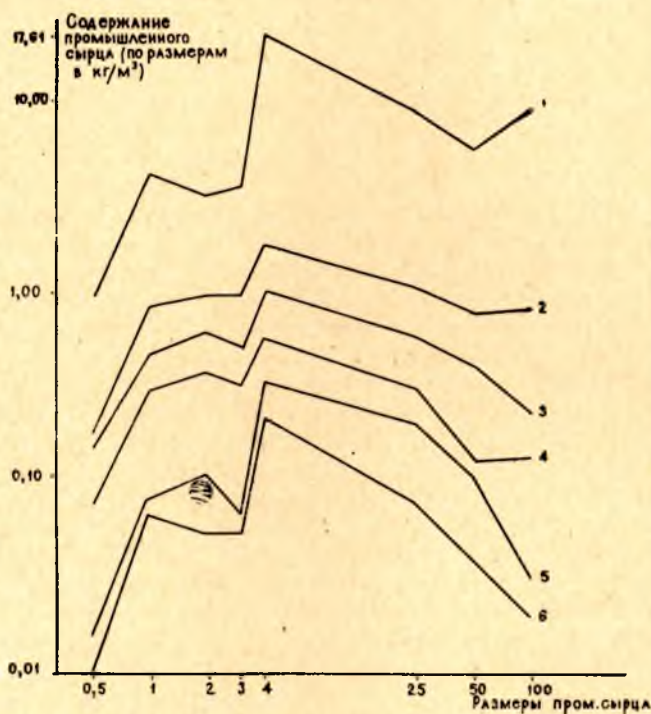


Рис. 8. Графики содержаний промышленного сырца различных размеров при различных содержаниях забойного сырца (масштаб логарифмический):

1 — содержание забойного сырца 78,5 $\text{кг}/\text{м}^3$; 2 — 16,35 $\text{кг}/\text{м}^3$; 3 — 8,00 $\text{кг}/\text{м}^3$; 4 — 4,30 $\text{кг}/\text{м}^3$; 5 — 2,13 $\text{кг}/\text{м}^3$; 6 — 0,85 $\text{кг}/\text{м}^3$

Выход подборов из сырья с площадью кристаллов менее 4 см^2 и их номерной состав зависят от содержания в жильной массе забойного и промышленного сырца. На рисунке 9 показана зависимость содержания колотых подборов (в $\text{кг}/\text{м}^3$) от содержания забойного сырца в жильной массе. Из этого рисунка видно, что с увеличением содержания забойного сырца закономерно увеличивается и содержание подборов. Эта закономерность в одинаковой мере относится к содержанию подборов, полученных из всей слюды, подборов, полученных только из кондиционной слюды (из промышленного сырца размеров 100—4) и подборов, полученных только из некондиционной слюды (из промышленного сырца размеров 3—0,5). Понятно, что при каком-либо

Таблица 3

Зависимость крупности колотых подборов от содержания забойного сырца в жильной массе

Содержание забойного сырца, кг/м³	Содержание колотых подборов, кг/м³	В том числе подборов по номерам (и размерам площади, см²)										
		колотая № 1—8 от 80 до 4	по номерам и размерам полезной площади					колотая от менее 4 до 0,35	по размерам и по полезной площади			
			№ 1—4	№ 5	№ 6	№ 7	№ 8		Д=16 мм, 14×14 мм	Д=12 мм, 7×14 мм	Д=8 мм, 7×9 мм	5×7 мм, 7×7 мм
			80—40	40—20	20—10	10—6	6—4		4—1,96	1,96—0,98	0,98—0,50	0,50—0,35
78,500	16,232	11,712	0,834	1,287	2,650	2,480	4,460	2,250	0,308	0,572	0,435	0,935
16,350	1,366	1,168	0,014	0,123	0,268	0,250	0,513	0,198	0,001	0,026	0,073	0,098
8,000	0,571	0,488	0,005	0,020	0,092	0,098	0,273	0,083	—	0,009	0,026	0,048
4,300	0,302	0,244	0,007	0,019	0,029	0,052	0,137	0,058	—	0,006	0,022	0,030
2,130	0,177	0,112	—	0,001	0,022	0,024	0,065	0,020	—	0,002	0,005	0,013
0,850	0,127	0,055	—	—	0,007	0,012	0,036	0,042	—	0,005	0,019	0,018

одном содержании забойного сырца содержание подборов, полученных из всей слюды, будет равно сумме содержаний подборов, полученных из кондиционной и некондиционной слюды.

Слюда как сырье характеризуется не только общим ее содержанием в жильной массе, но и в меньшей степени и размерами извлекаемых подборов. Чаще всего в практике работы слюдяной промышленности этот показатель выражается в $\text{кг}/\text{см}^2$.

На основании приведенных наблюдений предварительно можно сделать следующие выводы:

1. С ростом содержания кондиционной слюды в жильной массе увеличивается содержание некондиционной слюды.

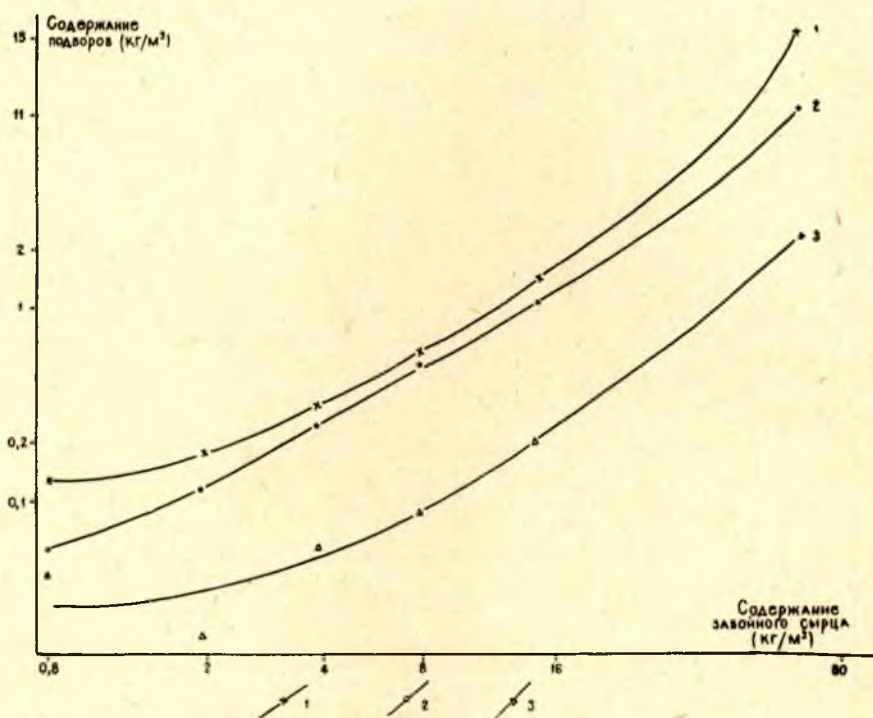


Рис. 9. Зависимость содержания колотых подборов в жильной массе от содержания забойного сырца:

1 — для подборов, полученных из всей слюды; 2 — для подборов, полученных только из кондиционной слюды; 3 — для подборов, полученных только из некондиционной слюды

2. Имеется прямая зависимость содержания промышленного сырца, колотых подборов и их номерного состава от содержания забойного сырца в жильной массе.

3. Толщина кристаллов промышленного сырца пропорциональна их площади.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев С. Е. и др. Дробление, измельчение, грохочение полезных ископаемых. Госгортехиздат, 1966.

Архангельский В. М., Л. К. Нихтфинстер. Повреждаемость кристаллов слюды. Тр. Иркутского политехнического института, вып. 24, серия обогащения (слюда), Иркутск, 1965.

ПРИМЕНЕНИЕ И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОВДОРСКОГО ФЛОГОПИТА В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

С развитием таких отраслей народного хозяйства страны, как радиотехническая, электротехническая, электронная и другие, возрастает спрос на электроизоляционные материалы. Одним из лучших природных электроизоляционных материалов является слюда, особенно мусковит.

Однако в ближайшей перспективе объем добычи слюды будет лишь на 25% покрывать потребности народного хозяйства в электроизоляционных материалах, а 75% должно быть удовлетворено за счет заменителей, производимых в основном из отходов слюдяной промышленности (слюдопласт, слюдинит, миканит и т. д.).

Несмотря на то, что заменители слюды будут играть большую роль в промышленности, природная слюда остается и будет оставаться важнейшим электроизоляционным материалом для ряда ответственных электро- и радиотехнических изделий.

Особенно дефицитным электроизоляционным материалом становится мусковит.

Для удовлетворения промышленности электроизоляционными и термостойкими слюдяными материалами целесообразна максимальная замена мусковита флогопитом.

Разведанные запасы флогопита значительны. Одним из перспективных и крупнейших месторождений является Ковдорское флогопитовое месторождение. Поэтому необходимо наиболее полное его использование.

Флогопит Ковдорского месторождения во многом отличается от эксплуатируемых в настоящее время месторождений. Он имеет большое количество газовых и минеральных включений, характерную для него «рисунчатость». Кроме того, часто по периферии крупных пластин флогопита развивается чешуйчатый флогопит, иногда проникающий по всему кристаллу и даже совсем его замещающий.

Предположение, что качество ковдорского флогопита ниже стандарта на применяющийся в электропромышленности флогопит, нуждалось в проверке.

Решением проблемы использования ковдорского флогопита для электрической изоляции занимался институт Гипронинеметаллоруд, организовавший исследование этой слюды. По инициативе Гипронинеметаллоруда целевую работу проделали: Всесоюзный электротехнический институт им. В. И. Ленина с участием заводов «Электроизолит» и «Динамо», «Тбилэлектроизолит», Филинская слюдяная фабрика и другие.

Этими учреждениями проводилось комплексное изучение свойств флогопита, его обработка, изготовление и испытание разных опытных изделий из него как в лабораторных, так и в производственных условиях.

Гипронинеметаллоруд совместно с Филинской слюдяной фабрикой в 1962 году сделали попытку сортировать полуочищенные подборы ковдорского флогопита на три вида по качеству ввиду неоднородности и «рисунчатости» его. Но, как выяснилось в процессе обработки слюды, такая сортировка заметного разделения флогопита по качеству не дала. Было установлено, что более целесообразно сортировать флогопит ковдорского месторождения на два вида по качеству:

первый вид (флогопит-1) — пластины подборов равномерно окрашены, без «рисунчатости», сквозных проколов и минеральных включений;

второй вид (флогопит-2) — пластины подборов имеют «рисунчатость», иногда — проколы.

В настоящее время флогопит Ковдорского месторождения сортируют на два вида по качеству.

Из ковдорского щипаного флогопита были изготовлены в заводских производственных условиях партии клееных электроизоляционных изделий: термоупорного, формовочного, гибкого миканитов, микалент, стекломикаленты и фасонных изделий: трубок, манжет, втулок.

Испытание этих изделий в электромашинах и аппаратуре показало, что как термоупорный и формовочный миканиты, так и все другие изделия, независимо от сорта используемого флогопита, отвечают требованиям промышленности.

В таблицах 1 и 2 приведены технические требования промышленности и результаты испытаний опытных партий миканитов и микалент из слюды флогопита Ковдорского месторождения, проведенных Ленинградской слюдяной фабрикой и Всесоюзным электротехническим институтом им. В. И. Ленина совместно с заводами «Электроизолит» и «Динамо».

На основании проведенных испытаний Всесоюзный электротехнический институт сделал заключение о пригодности ковдорского флогопита для производства многослойной и отчасти однослойной клееной термостойкой изоляции и рекомендовал его в качестве сырья слюдяным фабрикам и заводам.

Кроме того, из отходов флогопита и гидрофлогопита Ковдора институтом Гипронинеметаллоруд разработаны и рекомендованы области применения слюдопластов без связующих веществ и на органических лаках.

В настоящее время эта продукция из щипаной слюды-флогопита и слюдопласта выпускается нашей промышленностью.

В таблицах 3 и 4 приведены марки и области применения слюдопластов из ковдорского флогопита, выпускаемых Петрозаводской слюдяной фабрикой.

Все вышеперечисленные институты, заводы и фабрики признали ковдорский флогопит пригодным для изготовления изделий из щипаной слюды и слюдопласта.

Изучением возможности использования ковдорского флогопита в качестве основного диэлектрика в высокотемпературных слюдяных конденсаторах, защитной конденсаторной слюды и тепловых элементов термосопротивлений с 1964 по 1966 гг. занимался отдел технологии переработки слюды Института геологии (г. Петрозаводск), а испытания

Таблица 1

Технические требования и результаты испытаний изделий
из ковдорского флогопита (по данным Ленинградской слюдяной фабрики)

Наименование материала	Технические показатели	Технические требования по СТУ-30-6244-63 (взамен ВТУ-9-53)	Фактически по испытаниям
Миканит термоупорный	Расслаиваемость миканита толщиной до 1,0 мм	Не должна превышать 15 % от нормы	3—5 %
	Теплостойкость	Не должен распадаться при нагреве до температуры 700°	Не распадается
	Пробивное напряжение в 10 точках листа кв: при толщине миканита 0,5 мм, при толщине миканита 0,8—1,0 мм	Не менее 5,0 Не менее 4,0	20,0 18,5
	Удельное электрическое сопротивление при $20^{\circ} \pm 5^{\circ}$ и относительной влажности $65 \pm 5\%$: объемное сопротивление ом/см, поверхностное сопротивление ом	Не ниже 10^{12} Не ниже 10^{10}	Среднее 12×10^{12} Среднее 12×10^{11}
Миканит формовочный	Содержание слюды, %	Не менее 70	76
	Пробивное напряжение кв	Не менее 7	7
	Теплостойкость °С	Не ниже 80	При 82° трубки разматываются

Примечание: Таблица взята из протокола лабораторных и заводских испытаний ковдорского флогопита, проведенных Ленинградской слюдяной фабрикой 14—17/XII 1962 г.

его проведены Павлово-Посадским конденсаторным и Луцким приборостроительным заводами и др.

Также были проведены определения электрических характеристик флогопита в интервале температур от $+20$ до $+500^{\circ}$ для выяснения допустимости использования в качестве диэлектрика для изготовления высокотемпературных слюдяных конденсаторов.

Для проведения испытаний из ковдорского флогопита были изготовлены пластинки толщиной 35—40 мк и размером 50×60 мм из получищенных подборов с равномерной окраской. Далее пластинки в течение 2—5 часов отжигались при температуре 700° . В результате отжига заметного вспучивания и разрушения их не наблюдалось. После отжига флогопитовые пластинки поступали на сборку опытной партии высокотемпературных конденсаторов, которые испытывались

Таблица 2

**Технические требования и результаты испытаний
опытных партий миканита и микаленты из флогопита
Ковдорского месторождения (данные Всесоюзного
электротехнического института им. В. И. Ленина)**

Наименование материала, марки и ГОСТа	Пробивное напряжение электрического поля, кВ		Электрическая прочность, кВ/мм		Удельное объемное электрическое сопротивление (в исходном состоянии), Ом/см		
	требование ГОСТа	фактически из ковдорского флогопита	требование ГОСТа	фактически из ковдорского флогопита	требование ГОСТа	фактически из ковдорского флогопита	
Гибкий миканит ГФС-0,2 ГОСТ 6120—61	Не менее 2,6	7,42	Не менее 23,0	40,6	Не менее 10 ¹³	4,3×10 ¹³	
То же ГФК-0,3 ГОСТ 6120—61	Не менее 3,6	6,96	Не менее 18,0	29,4	Не менее 10 ¹³	1,4×10 ¹⁴	
Гибкий стекломиканит Г ₂ ФК -II-0,35 ГОСТ 8727—58	Не менее 4,4	6,1	—	—	Не менее 10 ¹²	2,4×10 ¹⁴	
То же Г ₂ ФК -II-0,50 ГОСТ 8727—58	Не менее 6,5	10,2	—	—	Не менее 10 ¹²	1,7×10 ¹⁴	
Формовочный миканит ФФША-0,3 ГОСТ 6122—60	—	—	Минимум	Среднее	Не менее 10 ¹³	Минимум	Среднее
			Не менее 75% от нормы	27,0		32,3	41,17
Микалента ЛФЧ-II-0,17 (в исходном состоянии) ГОСТ 4268—48	—	—	—	15,9	—	—	
То же после подсушки при температуре 105° в течение 1 часа	—	—	Не менее 14,0	19,3	—	—	
Стекломикалента С ₂ ЛФК-0,15 (обозначение 50-III-1) ТУ-503-057-54	—	—	Не менее 10,0	15,7	—	—	

Примечания. 1. Пробивное напряжение и электрическая прочность опреде-
лялись на воздухе при температуре 20—25°.

2. При испытании микаленты на электрическую прочность применялись прямо-
угольные электроды размером 5×100 мм с закругленными краями.

3. Численные значения электрической прочности микаленты выведены по ре-
зультатам испытаний в 10 точках каждого из 10 образцов.

4. Гибкий миканит, гибкий стекломиканит и формовочный миканит испытыва-
лись с применением цилиндрических электродов диаметром 50 мм.

5. Числовые значения пробивного напряжения и электрической прочности форм-
овочного и гибкого миканитов, гибкого стекломиканита выведены по результатам
испытаний в 5 точках каждого из 10 образцов.

6. Измерение удельного объемного электрического сопротивления производилось
на образцах размером 100×100 при напряжении 100 в по ГОСТу 6433—52.

7. Числовые значения удельного объемного электрического сопротивления в ис-
ходном состоянии выведены как среднее трех определений каждого из 5 образцов.

Таблица 3

**Области применения слюдопластов без связующих веществ
из отходов флогопита Ковдорского месторождения
(по данным Петрозаводской слюдяной фабрики)**

Марка	Размеры, мм			Прочность на разрыв, кг/мм ²	Применение в пропитанном виде как полуфабриката для переработки в электроизоляционные материалы	Рекомендуемые типы связующих	Применение в непропитанном виде
	толщина	ширина	длина				
РСФ-В	0,04 — 0,40	0,5 — 0,6	Более 10	1,5 — 3,4	Коллекторные и прокладочные нормальные слюдопласты, гибкие оклеенные слюдопласты, слюдопластофолы на бумажной подложке	Лаки шеллачные, глифта-левые	Прокладки взамен высших сортов асбеста. Для формирования цилиндров и манжет. Гибкая прокладка на трубы под нагревательные элементы до 800—1000° (в зависимости от примененной слюды)

Обозначения марок: первая буква (Р) обозначает соответственно рулонный; вторая буква С — слюдопласт; третья буква (Ф) — минералогический вид слюды (флогопит Ковдорского месторождения).

Таблица 4

**Марки и назначение слюдопластовых материалов на органических лаках
из отходов флогопита Ковдорского месторождения
(данные Петрозаводской слюдяной фабрики)**

Наименование слюдопласта	Марка	Размеры, мм		Назначение
		диапазон толщин	максимальная ширина листа	
Коллекторный	КСФШ	0,6—1,5	500	Взамен коллекторных миканитов (ГОСТ 2196—60) в электромашинах нормального исполнения
	КСФШ-1	0,4—1,2	230	Взамен коллекторного миканита (ГОСТ 2196—60) для тяговых и крановых двигателей
Прокладочный	ПСФШ	0,4—1,5	500	Взамен прокладочных миканитов на глифталевой и шеллачной смолах (ГОСТ 6121—60) в электромашинах нормального исполнения
Гибкий прессованный .	ГСФГ	0,15—0,5	500	Взамен гибких миканитов на органических лаках (ГОСТ 6120—52) для электрических машин и аппаратов нормального исполнения
	ГСФГО	0,20—0,5	500	
Слюдопластофолы . .	ССФГ ССФГО	0,15—0,3	500	Взамен микафолия (ГОСТ 3686—47)

Обозначения марок: первая буква (К, П, Г, С) обозначает вид материала (соответственно: коллекторный, прокладочный, гибкий, фолы); вторая буква С — слюдопласт; третья буква Ф — флогопит.

Электрические характеристики ковдорского и слюдянского флогопитов

Наименование флогопита	Обработка флогопита	Номинальная емкость (С), пф	Характеристики при температуре +20°			Характеристики при температуре +250°			Характеристики при температуре +500°		
			Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) при частоте (f)=10 ³ гц, %	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta \times 10^4$) при частоте (f)=10 ⁶ гц, %	Сопротивление изоляции (R _{из}), ом	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) при частоте (f)=10 ³ гц, %	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta \times 10^4$) при частоте (f)=10 ⁶ гц, %	Сопротивление изоляции (R _{из}), ом	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) при частоте (f)=10 ³ гц, %	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta \times 10^4$) при частоте (f)=10 ⁶ гц, %	Сопротивление изоляции (R _{из}), ом
Ковдорский флогопит	Отжиг при температуре +700° в течение 2 часов	560	1,9	15,0	$5,0 \times 10^{10}$	12,8	47,0	$1,3 \times 10^9$	55,0	75,0	$5,0 \times 10^8$
		350	1,4	10,0	$1,0 \times 10^{11}$	14,2	57,0	$7,5 \times 10^9$	53,0	115,0	$1,1 \times 10^7$
		560	2,0	20,0	$5,0 \times 10^{10}$	15,4	40,0	$1,1 \times 10^9$	56,0	110,0	$8,0 \times 10^8$
Слюдянский флогопит	Отжиг при температуре +700° в течение 2 часов	750	0,65	5,0	$2,0 \times 10^{12}$	1,6	27,0	$2,0 \times 10^{11}$	3,0	20,0	$4,0 \times 10^8$

Примечания: 1. Измерение электрических характеристик образцов производилось в специальной экранированной печи при температурах 20, 150, 250, 400 и 500° через 30 минут после установления температуры.
 2. Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) при частоте (f)=10³ гц измерялся на приборе МЛЕ-1.
 3. Тангенс угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) при частоте (f)=10⁶ гц измерялся на приборе ИПП-6.
 4. Сопротивление изоляции (R_{из}) образцов флогопита измерялось при 100 в на приборе ТО-2. Образцы слюды помещались в специальные трубки из стали. Электродами и выводами служила алюминиевая фольга толщиной 120 мк.

в диапазоне температур от $+20$ до $+500^\circ$ при частоте 10^3 гц и 10^6 гц (табл. 5).

В результате испытаний сделаны следующие выводы.

1. Конденсаторы, изготовленные с основным диэлектриком из флогопита Ковдорского месторождения, имеют сопротивление изоляции на 1—2 порядка ниже, чем конденсаторы, изготовленные с диэлектриком из флогопита Слюдянского месторождения (технология изготовления конденсаторов с диэлектриком из флогопитов обоих месторождений одинакова).

2. У конденсаторов с диэлектриком из флогопита Ковдорского месторождения во всем температурном интервале от $+20$ до $+500^\circ$ тангенс угла диэлектрических потерь имеет большее значение, чем у конденсаторов с диэлектриком из слюдянского флогопита (табл. 6).

Таблица 6

Тангенс угла диэлектрических потерь ковдорского и слюдянского флогопитов

Наименование флогопита	Частота (f), гц	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\text{tg}\delta \times 10^{-4}$) при $t+20^\circ$, %	Тангенс угла диэлектрических потерь ($\text{tg}\delta \times 10^{-4}$) при $t+500^\circ$, %
Ковдорский флогопит . . .	10^3	1,4—2,0	53,0—56,0
Слюдянский флогопит . .	10^3	0,65	3,0
Ковдорский флогопит . .	10^6	10,0—20,0	75,0—115,0
Слюдянский флогопит . .	10^6	5,0	20,0

3. Параметры (емкость, тангенс угла диэлектрических потерь при частоте 10^3 гц, тангенс угла диэлектрических потерь при частоте 10^6 гц и сопротивление изоляции) ковдорского флогопита хуже, чем параметры при тех же условиях слюдянского флогопита (табл. 5 и 6).

На основании результатов испытаний получено заключение, что ковдорский флогопит по своим электрическим характеристикам не может быть использован для изготовления высокотемпературных слюдяных конденсаторов.

Для определения возможности применения флогопита Ковдорского месторождения для производства конденсаторов в качестве защиты пакета была изготовлена партия пластин марки СЗ трех размеров: 7×14 мм, 14×14 мм и 19×25 мм из полуочищенных подборов флогопита. Флогопит брался по качеству двух видов: с равномерной окраской (флогопит-1) и «полосчатым» рисунком (флогопит-2) (Федосеев, 1964).

Опытная работа по изготовлению конденсаторов типа СГМ-3, СГМ-4, КСО-5, КСО-7, КСО-8 с ковдорским флогопитом марки СЗ в качестве защиты пакета была проведена Павлово-Посадским конденсаторным заводом по действующей в серийном производстве технологии. Для сравнения изготовлена партия конденсаторов тех же типов и номиналита с защитной слюдой-мусковитом (Карпихин, 1964; Гольдман, Лейзерзон, 1958).

Все изготовленные конденсаторы прошли испытания на соответствие требованиям ГОСТов 11155—65, 7111—54, 6119—54, ОЖО-461015ТУ и ОЖО-461003ТУ.

Сводные данные контрольных испытаний конденсаторов приведены в табл. 7.

На основании проведенных работ завод дает заключение:

1. Результаты испытаний конденсаторов типа СГМ-4 с емкостью $(C) = 10000$ пф $\pm 5\%$, напряжением $(U_p) = 250$ в, изготовленных с защитной слюдой-флогопит-1 и флогопит-2, считать удовлетворительными; все собранные конденсаторы этого типа годны и соответствуют требованиям ГОСТов 7111—54, 11155—65.

2. Результаты типовых испытаний конденсаторов типа КСО-5 с емкостью $(C) = 10000$ пф, напряжением $(U_p) = 250$ в, КСО-8 с емкостью $(C) = 27000$ пф, напряжением $(U_p) = 500$ в, собранных с защитной слюдой-флогопит-1, считать удовлетворительными; все собранные конденсаторы с защитной слюдой-флогопит Ковдора соответствуют требованиям ГОСТов 6119—54 и 11155—65.

3. Конденсаторы с малым значением номинальной емкости КСО-7 с емкостью $(C) = 47$ пф, напряжением $(U_p) = 2500$ в и СГМ-3 с емкостью $(C) = 51$ пф; напряжением $(U_p) = 500$ в не выдержали контрольных испытаний по значению тангенса угла диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta$) и сопротивления изоляции ($R_{из}$) и не удовлетворили требованиям ГОСТов 6119—54, 7111—54 и 11155—65.

Типовые испытания в соответствии с требованиями ГОСТа 11155—65 прошли следующие конденсаторы:

КСО-5	$C = 470$ пф	$U_p = 500$ в
КСО-5	$C = 10000$ пф	$U_p = 250$ в
КСО-8	$C = 27000$ пф	$U_p = 500$ в
СГМ-4	$C = 10000$ пф	$U_p = 250$ в

В соответствии с программой испытаний опытные конденсаторы вышеперечисленных типов и номиналов в течение 1000 часов были подвергнуты испытаниям на надежность их работы.

Конденсаторы типа КСО и СГМ испытывались при максимальной рабочей температуре и номинальном напряжении в течение 1000 часов. До и после испытаний конденсаторов измерялись их емкость, тангенс угла диэлектрических потерь и сопротивление изоляции. Из всех испытанных 328 конденсаторов ушло в брак 10.

Самой нагревостойкой слюдой из всех слюд является флогопит и поэтому он более подходит для изготовления нагревостойкой изоляции.

По нагревостойкости ковдорский флогопит удовлетворяет требованиям ГОСТа 3028—57.

Для проверки возможности использования флогопита Ковдорского месторождения в качестве предохранительных пластин теплоэлементов термосопротивлений типов: ТСП-1, ТСП-210, ТСП-955, работавших в диапазоне температур от -50 до $+500^\circ$, была изготовлена опытная партия пластин для теплоэлементов и проведены их технологические испытания на Луцком приборостроительном заводе.

Заготовки предохранительных пластин теплоэлементов были отштампованы, в результате чего отмечена расслаиваемость большого количества их по спайности. Такие пластины становились непригодными для применения в теплоэлементах.

Кроме того, для сравнения были отштампованы заготовки пластин для теплоэлементов из слюдопласта, изготовленного из флогопита Эмельджакского месторождения (Алдан). При штамповке пластин из слюдопласта брака в результате расслоения слюды по спайности не наблюдалось.

Таблица 7

Сводные данные контрольных испытаний конденсаторов на Павлово-Посадском конденсаторном заводе с применением защитной слюды-флогопит Ковдорского месторождения марки СЗ

Наименование конденсатора	Тип конденсатора	Номинальная емкость (С), пф	Номинальное рабочее напряжение (U _p), в	Слюда, вид по качеству	Опрессовано, шт.	Сортировка по С ¹						Отходы	Сортировка по ТКЕ, ТСЕ ²						Замаркировано и подано в ОТК	Брак по параметрам				Выходной контроль ОТК				Всего годных					
						± 5 %		± 10 %		± 20 %			Б		В		Г			номинальному напряжению (U _p)	сопротивлению изоляции (R _{из})	тангенсу угла диэлектрических потерь (tgδ)		номинальной емкости (С)									
						шт.	%	шт.	%	шт.	%		шт.	%	шт.	%	шт.	%		шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%
Конденсаторы слюдяные опрессованные	КСО-5	470	500	флогопит-1	92	—	—	92	100	—	—	—	—	—	—	—	—	92	100	92	100	1	1,1	—	—	—	—	—	—	91	98,9		
	"	"	"	мусковит	98	—	—	98	100	—	—	—	—	—	—	—	—	98	100	98	100	—	—	—	—	—	—	—	98	100			
	КСО-5	10000	250	флогопит-2	98	—	—	97	98,9	—	1	1,1	—	—	—	—	—	97	98,9	97	98,9	7	7,1	2	2,1	—	—	—	—	88	89,7		
	"	"	"	мусковит	100	—	—	97	97,0	—	3	3,0	—	—	—	—	—	97	97,0	97	97,0	9	9,0	1	1,0	—	—	—	—	87	87,0		
	КСО-7	47	2500	флогопит-1	93	31	33,4	62	66,6	—	—	—	—	—	—	93	100	—	—	93	100	—	—	13	14,0	80	86,0	—	—	—	—		
	"	"	"	флогопит-2	117	11	9,4	92	78,6	14	12,0	—	—	—	—	117	100	—	—	117	100	—	—	12	10,3	105	89,7	—	—	—	—		
	"	"	"	мусковит	342	251	73,4	88	25,7	—	3	0,9	—	—	—	339	99,1	—	—	339	99,1	—	—	—	—	31	9,0	5	1,5	303	88,6		
	КСО-8	27000	500	флогопит-1	97	—	—	97	100	—	—	—	—	—	—	—	—	97	100	97	100	2	2,0	18	18,6	—	—	—	—	77	79,4		
	"	"	"	мусковит	100	—	—	100	100	—	—	—	—	—	—	—	—	100	100	100	100	—	—	12	12,0	—	—	2	2,0	86	86,0		
	Слюдяные герметические малогабаритные	СГМ-3	51	500	флогопит-1	75	—	—	—	—	66	88,0	3	4,0	6	8,0	—	—	—	—	69	92,0	69	92,0	—	—	—	—	53	70,7	—	—	16
мусковит					75	—	—	—	—	51	68,0	18	24,0	6	8,0	—	—	—	—	69	92,0	69	92,0	—	—	—	—	3	4,0	—	—	66	88,0
СГМ-4		10000	250	флогопит-1	211	16	7,6	134	63,5	61	28,9	—	—	—	—	—	—	—	211	100	211	100	—	—	2	0,9	—	—	1	0,5	208	98,6	
				флогопит-2	199	28	14,0	108	54,3	63	31,7	—	—	—	—	—	—	—	—	199	100	199	100	—	—	—	—	3	1,5	2	1,0	194	97,5
"		"	"	мусковит	250	25	10,0	62	24,8	150	60,0	—	—	13	5,2	—	—	—	—	237	94,8	237	94,8	—	—	2	0,8	—	—	—	—	235	94,0

¹ Сортировка по С—допустимые отклонения емкости конденсаторов от ее номинального значения, указанного в маркировке, КСО выпускаются 4 классов; 0-й класс ± 2 %; 1-й класс ± 5 %; 2-й класс ± 10 %; 3-й класс ± 20 % соответственно
ГОСТам 11155—65, 7111—54, 6119—54.

² Сортировка по ТКЕ, ТСЕ произведена в соответствии с ГОСТами 11155—65, 7111—54, 6119—54

На заготовках пластин для намотки спирали нарезались зубцы с шагом 0,3 мм. Нарезание зубцов производилось штамповкой или фрезерованием. При нарезании зубцов штамповкой получается больше брака в результате расслоения по спайности слюды, чем фрезерованием. Поэтому эффективнее нарезать зубцы для намотки спирали методом фрезерования.

Часть пластин в количестве 15 штук была поставлена на тепловые испытания в течение 24 часов в муфельную печь. Температура в муфельной печи поддерживалась в период испытаний в пределах $+510—+580^{\circ}$. После проведения тепловых испытаний пластины по внешнему виду не изменились. Только зубцы теплоэлементов, необходимые для намотки спирали, и сами кромки пластин приобрели золотистый оттенок.

Механическая прочность пластин после тепловых испытаний удовлетворяла требованиям ГОСТа 6651—59.

В заводских условиях из приготовленных вышеописанным способом пластин из флогопита Ковдорского месторождения было собрано 27 образцовых теплоэлементов для термосопротивлений марок ТСП-1, ТСП-210, ТСП-955.

Собранные теплоэлементы прошли термическую обработку по технологическому режиму в течение 2 часов при температуре $500^{\circ} \pm 5^{\circ}$ и поступили на сборку приборов. Собранные приборы прошли испытания в заводской лаборатории в соответствии с требованиями ГОСТа 6651—59.

На основании проведенных работ Луцкий приборостроительный завод дал заключение:

1. В процессе технологической обработки теплоэлементов из флогопита Ковдорского месторождения было установлено, что флогопит хорошо штампуются и фрезеруется.

2. В процессе механической обработки флогопита в результате расслоения слюды по спайности образуется брак от 5 до 20%. Расслоения пластин из мусковита колеблются в количестве от 2 до 4%.

3. В пластинах теплоэлементов, изготовленных из слюдопласта, расслоений не наблюдалось.

4. После тепловых испытаний количество расслоений в пластинах ковдорского флогопита не увеличилось.

5. Результаты испытаний теплоэлементов термосопротивлений марок ТСП-1, ТСП-210, ТСП-955, изготовленных с предохранительными пластинами из ковдорского флогопита, считать удовлетворительными. Все собранные приборы этих марок соответствуют требованиям ГОСТа 6651—59.

6. Изготовление основного элемента термосопротивлений из ковдорского флогопита не рекомендуется ввиду большого количества брака пластин по расслоениям.

ВЫВОДЫ

Объективно оценивая результаты испытаний флогопита Ковдорского месторождения, можно отметить следующее:

1. Ковдорский флогопит в настоящее время используется только при производстве:

- а) многослойной и отчасти однослойной клееной термостойкой электроизоляции (гибкого, термостойкого и формовочного миканитов, микаленты, стекломикаленты и фасонных изделий), употребляемой в динамомашинках и энергомашинах;

б) слюдопласта (рулонного, коллекторного, прокладочного, гибко-ко прессованного, слюдопластофолия), употребляемого в электромашинах и аппаратах нормального использования, тяговых и крановых двигателях (табл. 1, 2, 3, 4).

2. В других видах изоляции, кроме указанных выше, ковдорский флогопит не применяется.

3. В результате проведенных предварительных работ по изучению возможности использования ковдорского флогопита в качестве заменителя мусковита в электротехнической промышленности, намечаются возможности применения его лучших видов по качеству для производства слюдяных конденсаторов.

До сих пор как для основного диэлектрика, так и для защитных пластинок применяется только мусковит.

Слюдяная промышленность испытывает трудности в поставках мусковита, а между тем свойства слюды, из которой изготавливаются защитные прокладки в конденсаторах, позволяют использовать ее в качестве основного диэлектрика.

Флогопит Ковдорского месторождения обладает достаточными диэлектрическими свойствами для использования его в качестве защитного диэлектрика в слюдяных конденсаторах емкостью от 470 пф и выше.

4. Исследования показали, что флогопит Ковдорского месторождения не может быть использован в качестве основного диэлектрика для конденсаторов, работающих при температуре 400—500°.

Опытные конденсаторы, изготовленные с таким диэлектриком, имеют сопротивление изоляции на 1—2 порядка ниже, а значение тангенса угла диэлектрических потерь возрастает с увеличением температуры по сравнению с флогопитом Слюдянского месторождения (табл. 5, 6).

5. Использование ковдорского флогопита в качестве основного элемента теплосопровитлений не рекомендуется ввиду большого количества расслоений пластин по спайности (5—20%), получающихся в процессе механической обработки слюды, но он может быть использован при сборке термосопровитлений в качестве предохранительных пластин теплоэлементов, так как в них допускаются расслоения до 20% их площади.

ЛИТЕРАТУРА

ГОСТ 7111—54. Конденсаторы слюдяные герметизированные малогабаритные типа СГМ. Изд-во стандартов СССР, М., 1954.

ГОСТ 6119—54. Конденсаторы слюдяные опрессованные типа КСО. Изд-во стандартов СССР, М., 1954.

ГОСТ 11155—65. Конденсаторы слюдяные типов КСГ, СГМ, КСО (взамен ГОСТов 6116—52, 7111—54, 6119—54). Изд-во стандартов СССР, М., 1957.

Гольдман И. М., М. С. Лейзерзон. К вопросу об использовании слюды в конденсаторах. Госстройиздат, 1958.

Карпихин В. В. Технология производства слюдяных и стекломалевок конденсаторов. «Энергия». М.—Л., 1964.

Слюдопластовые электроизоляционные материалы. Кар. обл. правл. НТО строит. индустрии. Петрозав. слюд. ф-ка, Карельск. книжн. изд-во, Петрозаводск, 1965.

Федосеев Г. П., В. И. Маркова. Проблема использования ковдорского флогопита для электрической изоляции. Сб. научн.-техн. информ., вып. 1, изд-во литер. по строительству, Л.—М., 1964.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Т. А. Лутковская, В. А. Кошшин. Закономерности размещения месторождений мусковита в Карело-Кольском регионе . . .	5
Т. А. Лутковская, В. А. Кошшин. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации, интрузивные и минеральные комплексы в Беломорской структурно-формационной зоне	24
М. М. Стенарь. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье)	38
О. И. Володичев. Особенности преобразования глиноземистых пород беломорской серии в период ультраметаморфизма (р-н центральной части Западного Беломорья)	49
В. С. Степанов, Н. А. Военушкина. Перспективы слюдоносности беломорских образований Кемского района КАССР . .	58
А. С. Пекки. О слюдоносных пегматитах Приладожья . .	67
Г. П. Сафронова, М. Б. Раевская. Некоторые особенности минерализации пегматитов Западной Карелии (район оз. Суккозера)	73
Н. Д. Малов. Особенности геологического строения месторождения слюдоносных пегматитов района рудника Карельского . .	79
Л. Л. Гродницкий. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии	99
Л. Л. Гродницкий. О вертикальной зональности в слюдоносных пегматитах Северной Карелии	116
П. П. Боровиков, Т. С. Игнатьева. К вопросу о геохимии гранитных пегматитов Карело-Кольского региона	124
Г. М. Арутюнов. Результаты определений содержания рассеянных элементов в биотите вмещающих пород на различном удалении от слюдоносной пегматитовой жилы	134
Г. П. Сафронова. Химические особенности биотита в пегматитах Северной Карелии	145
Б. Я. Алексеев. Принципиальные вопросы методики разведки и подсчета запасов мусковита глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений Карелии	157
Б. Я. Алексеев. О корреляционной зависимости между содержанием забойного сырца-мусковита и балансовым показателем .	172
Г. П. Сафронова, Р. П. Эйгирд. К диагностике рудных включений в мусковите	176
И. Н. Карелина. О некоторых особенностях в распределении и качестве слюды-мусковита	189
В. Я. Мейльбаум. Проблемы и возможности использования Ковдорского флогопита в народном хозяйстве	201